Földtani Közlöny

133/3 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2003

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 133/3

Budapest
ISSN 0015-542X

Felelős kiadó
BREZSNYÁNSZKY Károly
A Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő
CSÁSZÁR Géza

Technikai szerkesztők
PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes
Nyelvi lektor: Philip RAWLINSON

Editor-in-charge
Károly BREZSNYÁNSZKY
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief
Géza CSÁSZÁR

Technical editors
Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH
Language editor: Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
ÁRKAI Péter, CSERNY Tibor, FODOR László, GRESCHIK Gyula, JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke, KÁZMÉR Miklós, KECSKEMÉTI Tibor, MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán, PAPP Péter, RADÓCZ Gyula, VICZIÁN István, VÖRÖS Attila

Editorial board
Chairman: Károly BREZSNYÁNSZKY
Péter ÁRKAI, Tibor CSERNY, László FODOR, Gyula GRESCHIK, Emőke JOCHA-EDELÉNYI, Miklós KÁZMÉR, Tibor KECSKEMÉTI, Andrea MINDSZENTY, Zoltán NÉMEDI VARGA, Péter PAPP, Gyula RADÓCZ, István VICZIÁN, Attila VÖRÖS

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 133/3, 309–323 (2003) Budapest

Mezozoikumi tűzkövek kristályszerkezeti vizsgálata

Microcrystalline structure of the Mesozoic cherts

KOVÁCS KIS Viktória[1] – DÓDONY István[1]

(10 ábra, 2 táblázat)

Tárgyszavak: tűzkő, kvarc, moganit, mikroszerkezet, elektronmikroszkópia
Keywords: chert, quartz, moganite, microstructure, electron microscopy

Abstract

Four Hungarian Mezosoic chert samples from different geological formations (Mátyáshegy Formation, Füred Limestone, Mogyorósdomb Limestone) were studied by polarized light microscopy, X-ray powder diffraction, infrared spectroscopy and scanning electron microscopy. After a profuse mineralogical characterization the crystal structure of two samples from Ördög-orom (Budapest) were examined by transmission electron microscopy and selected area electron diffraction.

The characteristic feature of the microstructure of chert is the twinning at the unit of cell scale. The twinning can be interpreted as a general microcrystalline feature independent of texture, age and geological formation. The twinning is according to the Brazil law, the alternation of the right and left quartz lamellae may be random or periodic over a larger area forming an intimate intergrowth of quartz and moganite. In the case of the Ördög-orom (Budapest) samples differences in crystallinity were observed.

Összefoglalás

Különböző korú, eltérő földtani környezetből származó hazai tűzköveken végeztünk laboratóriumi méréseket (polarizációs mikroszkópia, röntgen-pordiffrakció, infravörös spektroszkópia, pásztázó elektronmikroszkópia). Az ásványtani kép kialakítását követően két ördög-oromi minta kristályszerkezetét vizsgáltuk transzmissziós elektronmikroszkópos és szelektált-területű elektrondiffrakciós (SAED) módszerekkel.

Megmutattuk, hogy a tűzkövet alkotó kvarc mikroszerkezetét az elemi cella szintű ikresedés jellemzi. Az ikresedés a mikrokristályos állapot sajátossága, texturáltságtól, kortól, geológiai formációtól függetlenül jelentkezik. Az ikresedés brazil törvény szerinti, a jobb- és balkvarcok (101) moduljai esetenként nagyobb területen is periodikusan váltakoznak, kvarc-moganit összenövéseket, szuperszerkezeteket hozva létre. Az ördög-oromi triász korú tűzkövek esetében kristályossági fokbeli különbséget tapasztaltunk.

Bevezetés

A SiO_2 a földkéreg egyik leggyakoribb vegyülete. Mikrokristályos változatai szinte minden geológiai környezetben előfordulnak. A mikrokristályos szilícium-dioxid szerkezeti szempontból két fő csoportra osztható: a gyengén kristályosodott opálokra és a mikrokristályos kvarcra (FLÖRKE et al. 1991; GRAETSCH 1994). Ez utóbbi csoport magában foglalja a rostos (kalcedon és kvarcin) és az ekvigranuláris (pl. tűzkő, jáspis) változatokat.

A mikrokristályos szilícium-dioxidra vonatkozó kristályszerkezeti ismereteink áttekintésekor elsősorban a kalcedon és kvarcin irodalmára támaszkodunk.

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

Ennek oka, hogy e két változatot régóta kutatják, míg a sokkal elterjedtebb ekvigranuláris változatok mikroszerkezete kevésbé ismert. A kalcedon és a kvarc közötti – jórészt optikai megfigyeléseken alapuló – különbségek több, mint egy évszázada ismertek, a szakmai közvélemény a kalcedont sokáig mégis mikrokristályos kvarcnak tartotta. Ennek alapjául a kalcedon rutin röngenpordiffrakciós (XRD) vizsgálata szolgált, mely a kvarcéhoz nagyon hasonló eredményt ad. Transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) vizsgálatok azonban szerkezeti eltéréseket mutattak ki a kalcedon és a kvarc között. A kalcedon szelektált területű elektrondiffrakciós (SAED) felvételei nem csupán kvarc reflexiókat, hanem az {101}-re merőlegesen extra reflexiókat és diffúz szórást is mutattak. A kalcedonnak ezt a jellegzetes tulajdonságát a kvarc brazil ikresedésével értelmezték (MIEHE et al. 1984, GRAETSCH et al. 1987; WENK et al. 1988; HEANEY et al. 1994; CADY et al. 1998; XU et al. 1998).

Ezekkel a vizsgálatokkal közel egyidőben egy új szilícium-dioxid polimorf, a moganit létezéséről számolnak be FLÖRKE és munkatársai (1976, 1984). A szerkezetleírást követően (MIEHE & GRAETSCH 1992) a moganit sokoldalú jellemzésével számos publikáció foglalkozott (HEANEY & POST 1992; KINGMA & HEMLEY 1994; GÍSLASON et al. 1997; GÖTZE et al. 1998; LÉGER et al. 2001). A szerkezeti adatok alapján az új polimorf brazil törvény szerint ikresedett kvarcként írható le. Az ikresedés elemi cella szintű, az ikertörvény a periodikusan váltakozó jobb- és balkvarc $d_{(101)}$ vastag szeleteit kapcsolja össze. A moganit szimmetriája monoklin I2/a, rácsállandói a_0 = 8,758 Å, b_0 = 4,876 Å és c_0 = 10,715 Å, illetve b = 90,08° (MIEHE & GRAETSCH 1992). Önálló ásványfajként 1999-ben ismerte el a Nemzetközi Ásványtani Társaság (MARTIN & BLACKBURN 2001).

A moganit szerkezetének leírása után kézenfekvő volt a kalcedon SAED felvételein tapasztalt diffúz szórást az új polimorffal értelmezni. Ennek szellemében különböző eredetű mikrokristályos SiO_2-ok XRD adatait kvarc és moganit együtteseként értelmezték, a két komponens arányának kvantitatív meghatározását az XRD profilok Rietveld elemzésével végezték (HEANEY & POST 1992). Egyes kovaképződmények moganittartalmát jellemzőnek találták és egy-egy geológiai folyamat eredményeként interpretálták: hidrotermás eredetű kova (silica sinter) változó moganittartalmát a kovásodás érettségével hozták összefüggésbe (RODGERS & CRESSEY 2001), illetve a kiugró (50% feletti) moganittartalmat az evaporitos eredet bizonyságaként értékelték (HEANEY 1995). A direkt genetikai interpretáció ellen szól, hogy hasonlóan magas (70%) moganittartalom bazaltüregekben, alacsony nyomás- és hőmérséklettartományú zeolitokkal (heulandit, nátrolit) együtt előforduló kalcedonból is ismert (PARTHASARATHY et al. 2001).

HEANEY (1993) a kalcedonban talált, sűrű, nem periodikus ikerhatárokat, illetve a kvarc-moganit asszociációt csakúgy, mint az egy irányban nyúlt, rostos habitust a gyors, nemegyensúlyi kristályosodás következményének tartja. A rostok kialakulását csavardiszlokációk kiváltotta spirális növekedéssel (FRONDEL 1978, HEANEY 1993) és önszerveződési modellel (WANG & MERINO 1990, 1995, MERINO et al. 1995) magyarázzák. Újabb kutatások rámutattak, hogy noha ezek a képződési modellek tartalmaznak korrekt elemeket, a megfigyelt síkhibákat nem magyarázzák (CADY et al. 1998).

A tűzkőváltozatok (a magyar nyelvű nómenklatúrát lásd pl. BALOGH 1992) mikroszerkezetéről nagyon kevés az információnk. Korábbi, tűzköveken végzett kutatások a rostos komponensre koncentráltak (WENK et al. 1988), a domináns ekvigranuláris mikrokristályos szilícium-dioxid komponens mikroszerkezetéről, tudomásunk szerint, nincs publikált adat. XRD mérések Rietveld elemzésével 100 millió évesnél fiatalabb tömeges tűzkőmintákban 0–75% moganittartalmat mutattak ki (HEANEY & POST 1992). Termodinamikai értelmezések szerint ennél a kornál idősebb mikrokristályos szilícium-dioxidban a moganit hiányát az új polimorf kvarchoz viszonyított instabilitása és gyors oldódási rátája magyarázza (GÍSLASON et al. 1997).

Jelen munka célja az ekvigranuláris mikrokristályos szilícium-dioxid ásványtani jellemzése. (A továbbiakban az „ekvigranuláris", a „nem rostos" és a „nem texturált" kifejezéseket szinonímákként használjuk, kifejezve a tűzkő kalcedontól eltérő alapvető szöveti bélyegét.) Vizsgálatainkhoz a mezozoikum különböző korszakaiból származó, magyarországi tűzköveket használtunk. A minták litosztratigráfiai vizsgálata és képződése más, földtani jellegű munkákból jól ismert (pl. DOSZTÁLY et al. 1989; DOSZTÁLY 1998; HAAS 1998; CSÁSZÁR 1998; HAAS et al. 2000). A minták korából minden esetben a moganit teljes hiányára kellene következtetnünk (GÍSLASON et al. 1997). Ugyancsak iker és moganitmentes mikrokristályos kvarcot sugall – ekvigranuláris tűzkőben – a HEANEY-féle kristályosodási modell (1993). Munkánkban megvizsgáljuk a mezozoikumi tűzkövek moganittartalmát és bemutatjuk a kalcedon és a tűzkő mikroszerkezetének – texturáltságra való tekintet nélküli – hasonlóságát.

Minták és vizsgálati módszerek

Négy különböző korból és földtani környezetből származó tűzkőmintán végeztünk méréseket (a gyűjtési helyek pontos megjelölését KIS (2000) tartalmazza). A Mátyáshegyi Formációból származnak az ördög-oromi minták: egy világos- (archiválási szám[1]: BE88031) és egy sötétszürke (archiválási szám: BE88032) tűzkőgumó, átmérőjük 2–10 cm közötti. Koruk késő-triász (HAAS 1998), a bezáró kőzet földtani felépítését és képződési viszonyait HAAS et al. (2000) ismertette. A Füredi Mészkőből származik a pécselyi minta. Színe sötétszürke, mérete 2–5 cm, kora középső(?)–késő(?)-triász (HAAS 1998), földtani környezetéről DOSZTÁLY et al. (1989) tájékoztatott. A Mogyorósdombi Mészkő Formációból származik a lencsés kifejlődésű sümegi minta, melynek színe világosszürke, mérete 5–15 cm, kora-kréta korú (CSÁSZÁR 1998).

A morfológiai és szöveti sajátosságok vizsgálatához polarizációs mikroszkópot és pásztázó elektronmikroszkópot (SEM) használtunk. A pásztázó elektronmikroszkópos mintaelőkészítés során polírozott felületű csiszolatot készítettünk, amit étetés után is vizsgáltunk. Az étetést 10 másodpercig 20%-os HF : H_2O = 1 : 1 oldattal végeztük (TAKÁCS 1982). A vizsgálat Hitachi S-2460N mikroszkópon történt, 180–190 μA sugáráram, és szekunder- illetve visszaszórt-elektron üzemmódtól függően, 10–13, illetve 28–30 kV gyorsítófeszültség mellett.

[1] ELTE Ásványtár

A rutin röntgen-pordiffrakciós felvételek Siemens D 500-as Bragg-Brentano geometriájú, másodlagos grafit monokromátoros, szcintillációs számlálós diffraktométerrel, analóg regisztrálással készültek. Az ördög-oromi minták felvételei Philips PW 1710-es, grafit monokromátoros, szcintillációs számlálós diffraktométerrel, $Cu_{K\alpha}$ sugárzással, ólom mintatartó használatával készültek (45 kV-os feszültség, 35 mA áramerősség, 1° divergenciarés), 2Θ= 12–70° tartományban, step-scan üzemmódban, 0,02°-os lépésközzel és 4 s-os számlálási idővel.

A víz- és karbonáttartalmat Bruker IFS-55 típusú Fourier-transzformációs infravörös spektrométerrel készült felvételek elemzésével vizsgáltuk. A felvételek KBr technika alkalmazásával készültek: hozzávetőleg 0,5 mg minta és 200 mg KBr együttes porítása és pasztillázása után. Referenciaanyag KBr pasztilla, a felbontás 2 cm^{-1}.

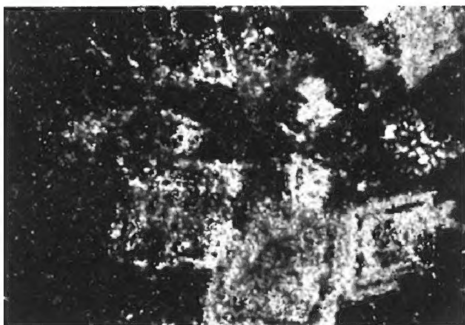
A transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatokkal a minta reális szerkezetére vonatkozó információkat kapunk. A diffrakciós felvételeken a vizsgált kristály elektronsugárral párhuzamos [*uvw*] zónájához tartozó rácssíkok reflexiói mérhetők. Az elektronmikroszkópos mérésekhez a mintát alkohol alatt porítottuk, majd szuszpenzióban amorf-szénhártyával borított mintahordozó rostélyra vittük fel. A mérésekhez JEOL 100U és 4000EX elektronmikroszkópot használtunk. Az alkalmazott gyorsítófeszültség 100, illetve 400 kV volt.

Eredmények

Szöveti sajátosságok

A kova mellett a minták mindegyike tartalmaz több-kevesebb karbonátot is.

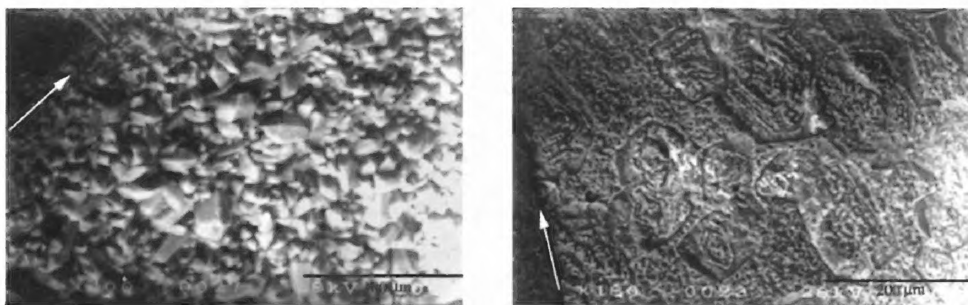
Az ördög-oromi mintákra jellemző, hogy a kova és a karbonát igen jól elkülönül egymástól. A karbonát vastagabb-vékonyabb erekben szeli át a kovagumót. A világos mintában helyenként sajátalakú rombusz átmetszetű, a rombusz oldalaival párhuzamosan zárványsoros karbonátkristályok találhatók (*1. ábra*). A karbonáterekben a szemcseméret (átlagosan 0,5 mm) meghaladja a környező kőzet mátrixára jellemző értéket (10 μm). A kovagumóban kvarckristályokkal kitöltött erek is láthatók. A kvarckristályok izometrikusak, vagy az ér falára merőlegesen kissé nyúltak. Méretük 10 μm nagyságrendű. A gumókban helyenként nyúlt-rostos szemcsékből álló SiO_2 aggregátumok találhatók. Ezekben a halmazokban a rostok főzónajellege negatív.



1. ábra. Rombusz átmetszetű karbonátkristályok a világos ördög-oromi mintában. Polarizációs mikroszkópos felvétel, +N, képszélesség 1,3 mm

Fig. 1 Rhomboid of carbonate crystals in the white chert sample from Ördög-orom. Cross-polarized light, picture width 1.3 mm

A sötét és világos ördög-oromi minták mikromorfológiája különböző (*2. ábra*). A világos minta maratott törési felületéről készült SEM képen 10–20 μm-es kipreparálódott kvarckristályok



2. *ábra.* Az ördög-oromi minták **maratott** törési felületének **SEM képei.** (a) **Világos minta. A maratott** felület határát a bal felső sarokban nyíl jelzi. (b) Sötét **minta.** A maratott **felület határát** a bal **alsó** sarokban nyíl jelzi

Fig. 2 SEM micrographs of etched fracture surface of the Ördög-orom samples. (a) White chert sample. The boundary of the etched region is marked by arrow in the upper left corner. (b) Dark chert sample. The boundary of the etched region is marked by arrow in the lower left corner

láthatók, melyek morfológiáját prizma- és romboéderlapok kifejlődése jellemzi. A sötét mintán a maratás hatására érdes felület alakult ki, melyen különböző alakú, gyakran hatszögletű 50–100 μm átmérőjű koncentrikus benyomatok jelentek meg.

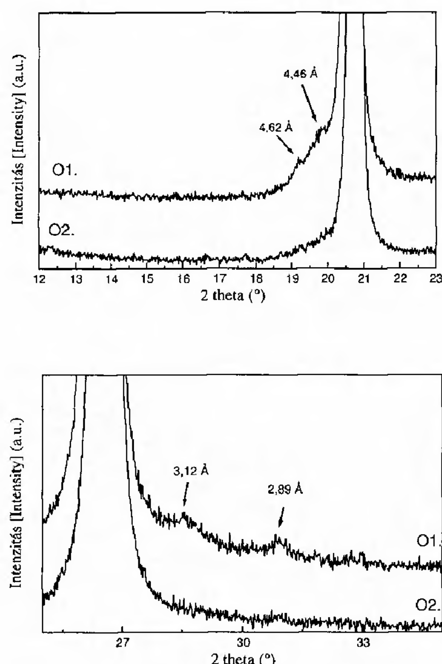
A sümegi és a pécselyi minták szöveti tulajdonságai elsősorban abban különböznek az ördög-oromi mintákétól, hogy a karbonát és a kova között nem alakult ki éles határfelület, a gumó szélén az átmenet fokozatos. A karbonát a gumó belsejében is keveredve jelenik meg a kovával, noha az utóbbi mennyiségi dominanciája egyértelmű. A tűzkőgumók kovaanyaga a szöveti tulajdonságok alapján a FLÖRKE et al. (1991) által rendezett nevezéktan mikrokvarcának felel meg.

A tűzkövek alkotói: karbonát és kovaanyag

A fázisösszetételt rutin röntgen-pordiffrakcióval határoztuk meg. Eszerint

- a világos ördög-oromi tűzkő mikrokristályos kvarc;
- a pécselyi mintában a kvarc és kalcit mutatható ki;
- a sümegi mintában szintén jelen van a kvarc mellett a kalcit, és 0,x%-os csúcs jelenik meg 28,5–29° 2Θ között (3,11–3,13 Å);
- a sötét ördög-oromi mintáról készült röntgen felvételen néhány százalékos intenzitású csúcs jelenik meg 2,88 Å-nél, és 0,x%-os csúcs 28,5–29° 2Θ között (3,11–3,13 Å).
- a pécselyi, a sümegi és a sötét ördög-oromi mintáról készült diffraktogramokon a 4,25 Å-höz tartozó csúcs kis szögértékek felől aszimmetrikusan kiszélesedik, helyi maximumot adva 19,5–20° 2Θ között (4,44–4,57 Å);

A két ördög-oromi mintáról nagyobb pontosságú röntgenfelvételeket is készítettünk, így a rutin mérések során a sötét mintában megfigyelt kis intenzitású reflexiók pontos helye is megállapítható (3. *ábra*). A moganit legerősebb reflexiói egybeesnek a kvarc reflexióival, vagy igen közel vannak hozzájuk. Az *1. táblázat* (MIEHE & GRAETSCH 1992 adatai alapján) azokat a reflexiókat tartalmazza,



3. ábra. Az ördög-oromi minták XRD profiljai a 10–23° és 25–35° 2Θ tartom'nyokban. A moganit határozóértékű reflexiói hibahatáron belül (4,44 Å, 3,12 Å és 2,89 Å-nél) megjelennek a sötét mintában (O1.), míg a fehérben (O2.) nem láthatók. További jelentős különbség a két minta között a kvarc 100 és 011 reflexióinak félértékszélességében van

Fig. 3 XRD profiles of the Ördög-orom (Budapest) chert samples in the 10–23° and 25–35° 2Θ intervals. The intense moganite reflections that differ from quartz peaks appear in the pattern of dark chert sample (O1.) within experimental error at 4.44 Å, 3.12 Å and 2.89 Å. Note that there is no moganite reflection in the pattern of white chert sample (O2.) and the significant differences between the two samples in the full widths at half maximum values of the 100 and 011 quartz reflections

melyek alapján a moganit egyéb SiO_2 fázisoktól elkülöníthető. Ezek közül a leggyakrabban használt, fázisazonosításra alkalmas moganit csúcsok indexe: 011, a $21\bar{1}$ és a 013. A *3. ábrán* felismerhető a moganit három legintenzívebb önálló csúcsa a sötét ördög-oromi mintában. Ez összhangban van a transzmissziós elektronmikroszkópos megfigyelésekkel.

Az infravörös spektrumokat a 400– 4000 cm^{-1} tartományban vettük fel (*4. ábra*). A három fő elnyelési sáv abszorpciós maximumai a kvarc irodalmi adataihoz képest alacsonyabb hullámszámtartomány felé tolódtak el, ami a mikrokristályos SiO_2 jellegzetessége (VAN DER MAREL & BEUTELSPACHER 1976). A pécselyi és a sümegi tűzkövek spektruma, a korábbi mérésekkel összhangban kvarctartalom mellett kalcittartalomról tanúskodik (1423 cm^{-1}, 876 cm^{-1}, 712 cm^{-1} -es abszorpciós maximumok). Az ördög-oromi minták karbonátmentesek.

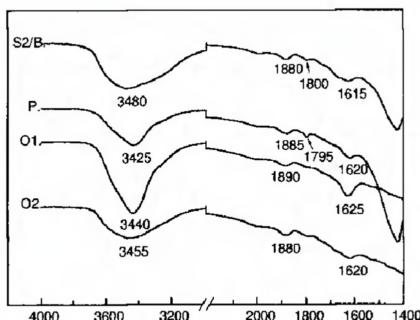
A *4b. ábra* az 1500–4000 cm^{-1} hullám-szám-tartomány abszorpciós sávjait emeli ki. A termoanalitikai mérések alapján a vizsgált minták mindegyike tartalmaz vizet, melynek mennyisége 0,48–1,91% közötti. A 2900–3700 cm^{-1} közötti széles, aszimmetrikus elnyelési sáv a molekuláris H_2O és a hidrogén-híd-kötéssel kapcsolódó felületi SiOH deformációs rezgéseinek szuperpozíciója (GRAETSCH et al. 1985). A vizsgált

1. táblázat. A moganit önálló, egyéb SiO_2 fázisoktól különböző reflexióinak 2Θ, d(hkl), és intenzitás értékei (MIEHE & GRAETSCH, 1992 adatai alapján, ICSD-67669)

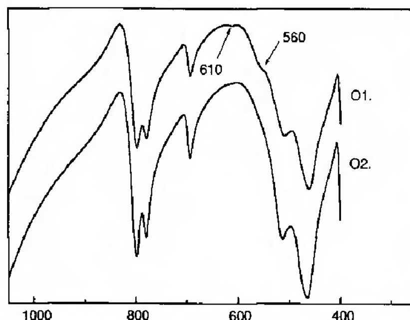
Table 1. The list of the 2Θ, d(hkl), and intensity values of the most intense moganite reflections that differ from other silica polymorphs (after MIEHE & GRAETSCH, 1992, ICSD-67669)

hkl	2Θ(°)	$d_{(hkl)}$	Intenzitás (%)
011	20,0	4,4381	29
$21\bar{1}$	28,6	3,1180	18
013	31,0	2,8814	11
004	33,5	2,6787	1
$41\underline{1}$	46,2	1,9631	3
$42\bar{3}$	52,5	1,7442	3

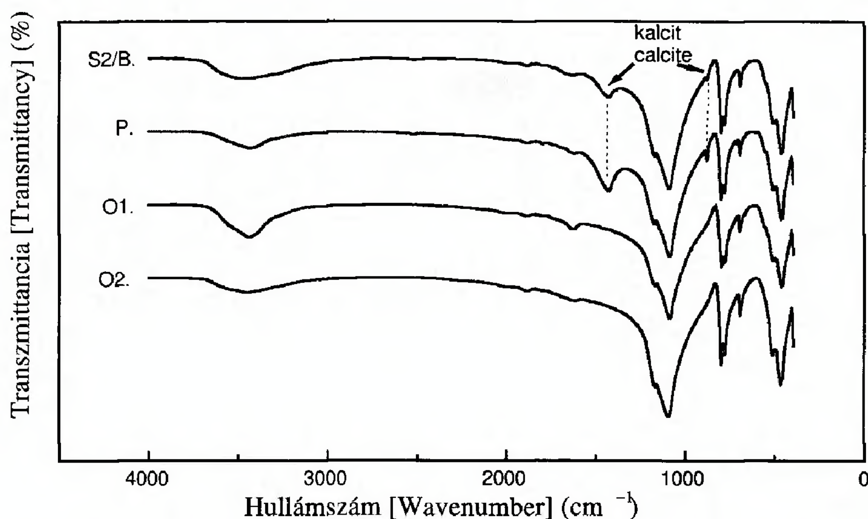
a,



b,



c,



4. ábra. (a) A vizsgált tűzkövek infravörös spektrumai a 400–4000 cm^{-1} hullámszám-tartományban. Az 1400 cm^{-1} feletti tartomány (b) és az ördög-oromi minták 400–1000 cm^{-1} közötti tartománya (c) felnagyítva. S2/B: sümegi minta, P: pécselyi minta, O1: sötét ördög-oromi minta, O2: világos ördög-oromi minta

Fig. 4 Infrared spectra of the studied samples in the range 400–4000 cm^{-1}. The range above 1400 cm^{-1} (b) and the 400–1000 cm^{-1} range of the Ördög-orom samples (c) are enlarged. S2/B: sample from Sümeg, P: sample from Pécsely, O1: dark sample from Ördög-orom, Budapest O2: white sample from Ördög-orom, Budapest

mintákban ez a sáv nem differenciálódik, a maximális abszorpció 3113– 3545 cm^{-1} között van. Ez arra utal, hogy a minták víztartalma uralkodóan molekuláris H_2O formában van jelen. Szerkezeti hibahelyekhez kötött (OH) az infravörös spektrumok alapján nem mutatható ki, belső felületekhez, mikrométer-tizedmikrométer átmérőjű üregekhez kapcsolódó (OH) jelenléte azonban nem zárható ki (GRAETSCH et al. 1985).

Az 1600–1900 cm^{-1} hullámszám-tartományban számos gyenge elnyelési maximum van, ezek eredete bizonytalan. MOENKE (1974) szerint 1630 cm^{-1}-nél jelent-

kezik az O–H deformációs rezgésének elnyelési sávja, ugyanerre BANERJEE & GHIURCA (2000) 1604 cm^{-1} értéket ad. SCHOLL & FUCHS (1968) a víz nyomnyi ásványolaj-tartalmának vizsgálata során 1634–1632 cm^{-1}-nél és 1736–1729 cm^{-1}-nél jelez abszorbanciát, amit C=O kötésnek tulajdonít, illetve az 1866 cm^{-1}-es elnyelési maximum alapján gyűrűs szénvegyületek jelenlétére következtet. Szilícium-dioxid és szervesanyag együttes előfordulására ismerünk példát a mineralógiában: erről számol be BANERJEE & GHIURCA (2000) máramarosi gyémánt fluidzárványainak vizsgálatai kapcsán. Fekete opál színezőanyagának vizsgálatában ugyancsak SiO_2 és szerves vegyületek kapcsolatát tárták fel BANERJEE & WENZEL (1999).

A sötét és a világos ördög-oromi minták infravörös spektrumai különböznek. A világos minta 2900–3700 cm^{-1} elnyelési sávja széles, a sötét mintának 3440 cm^{-1}-nél viszonylag határozott elnyelési maximuma van. A *4c ábrán* a két ördög-oromi minta spektrumának egy-egy részletét hasonlítjuk össze. A sötét minta 550–650 cm^{-1} tartományában két gyenge elnyelési maximum látható, melyek közül az 560 cm^{-1}-es megfelel a mikrokristályos kvarc irodalmi adatának (VAN DER MAREL & BEUTELSPACHER 1976). A minták röntgendiffrakciós és infravörös vizsgálatainak eredményét a 2. *táblázat*ban foglaltuk össze.

2. táblázat. A röntgen-pordiffrackiós és az infravörös vizsgálatok eredményeinek áttekintése
Table 2. A review over the results of the measurements with XRD and infrared spectroscopy

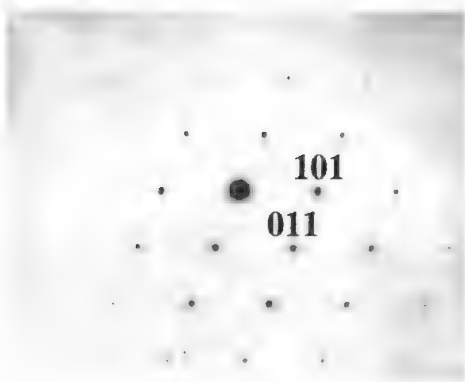
	Világos ördög-oromi minta	***Sötét ördög-oromi minta***	***Sümegi minta***	***Pécselyi minta***
RUTIN RÖNTGEN-PORDIFFRAKCIÓ				
Kvarc	van	van	van	van
Kalcit	nincs	van	van	van
4,44–4,57 Å	nincs csúcs	a 4,25 Å-höz tartozó csúcs kis szögértékek felé aszimmetrikusan kiszélesedik, és helyi maximumot ad		
3,11–3,13 Å *	nincs csúcs	0,x %-os csúcs		nincs csúcs
2,88 Å *	nincs csúcs	1-2 %-os csúcs	nincs csúcs	nincs csúcs
INFRAVÖRÖS SPEKTROSZKÓPIA				
Kvarc	A kvarc abszorpciós maximumai az irodalmi adatokhoz képest alacsonyabb hullámszámtartomány felé eltolódtak			
Karbonát	nincs	nincs	van	van
2900–3700 cm^{-1} tartomány[2]	Széles, aszimmetrikus, nem differenciált elnyelési sáv			
	max: 3440	max: 3455	max: 3480	max: 3425
1600–1900 cm^{-1} tartomány**	Több gyenge elnyelési maximum			
	1890; 1625	1880; 1620	1880; 1800; 1615	1885; 1795; 1620
550–650 cm^{-1} tartomány**	610; 560	nincs elnyelés	nincs elnyelés	nincs elnyelés

*A 2,88 Å-ös és a 3,11–3,13 Å-ös csúcsok moganitot igazolnak
The reflection at 2.88 Å and in the region of 3.11–3.13 Å prove the moganite content
**elnyelési maximumok cm^{-1}-ben
absorption maxima in cm^{-1}

Az ördög-oromi tűzkő kovaanyagának transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálata

A TEM-es kristályszerkezeti vizsgálatokhoz az ördög-oromi mintákból készítettünk preparátumot. A SAED felvételek két csoportba sorolhatók. Az első csoportba azok tartoznak, melyek megegyeznek az ideális kvarcról készíthető felvételekkel: csak éles, pontszerű reflexiók jelennek meg rajtuk. Ilyen felvételek mindkét mintáról készültek. A másik csoportba azok tartoznak, melyek szerkezeti rendezetlenséget, diffúz szórást, szatellitreflexió-rendszert mutatnak. Ezek a jelenségek a sötét ördög-oromi mintában közönségesek, a világos mintából hiányoznak.

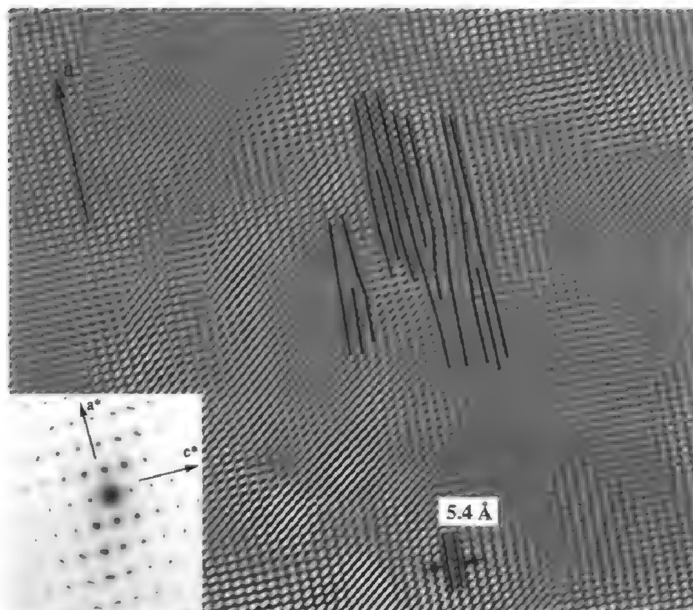
Az első csoportba tartozó kristályok közül SAED felvételen $[\bar{1}\bar{1}1]$, míg SAED felvételen és nagyfelbontású képen [010] vetületben is láthatunk egyet-egyet az 5. és a 6. *ábrá*kon. A nagyfelbontású kép (6. *ábra*) mozaikos, erősen diszlokált mikroszerkezetet tár fel. Az egyes mozaikok néhány tíz nanométer méretűek. A domének közötti határfelületeken diszlokáció-csoportok alakulnak ki. A diszlokációk rendezett sorban való megjelenése a domének egymáshoz viszonyított kisszögű kibillenésére utal.



5. *ábra.* $[\bar{1}\bar{1}1]$ SAED felvétel kvarcról (világos ördög-oromi minta)

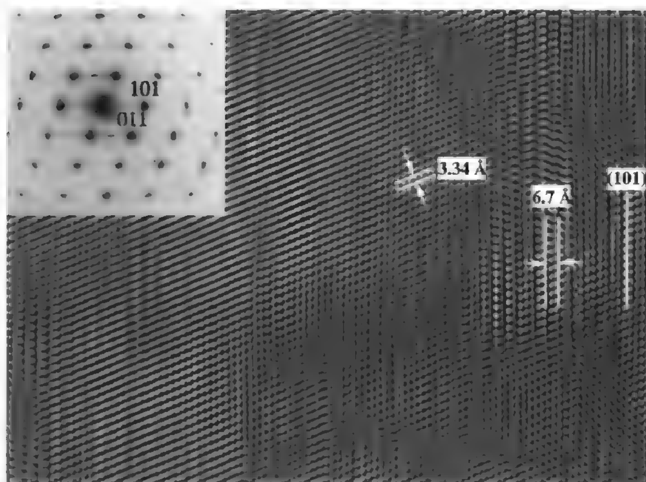
Fig. 5 $[\bar{1}\bar{1}1]$ SAED pattern of quartz (white chert sample from Ördög-orom, Budapest)

A szerkezeti rendezetlenséget mutató diffrakciós felvételeken a diffúz



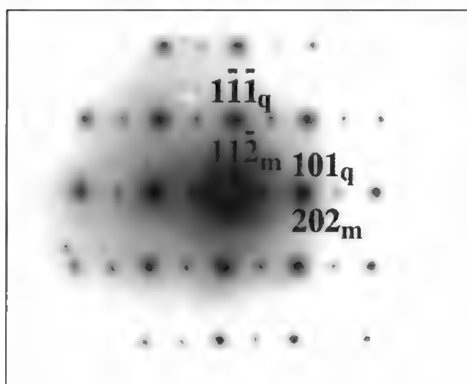
6. *ábra.* [010] SAED felvétel és rácskép kvarcról (sötét ördög-oromi minta)

Fig. 6 [010] SAED pattern of quartz with the corresponding HRTEM image (dark chert sample from Ördög-orom, Budapest)



7. *ábra.* $[\bar{1}\bar{1}1]$SAED felvétel és rácskép kvarcról (sötét ördög-oromi minta)

Fig. 7 $[\bar{1}\bar{1}1]$ SAED pattern of quartz with the corresponding HRTEM image (dark chert sample from Ördög-orom, Budapest)



8. *ábra.* $[\bar{1}\bar{2}1]$ SAED felvétel kvarcról (sötét ördög-oromi minta). A reflexiók mind a kvarc (q), mind a moganit (m) rácsában indexeltek

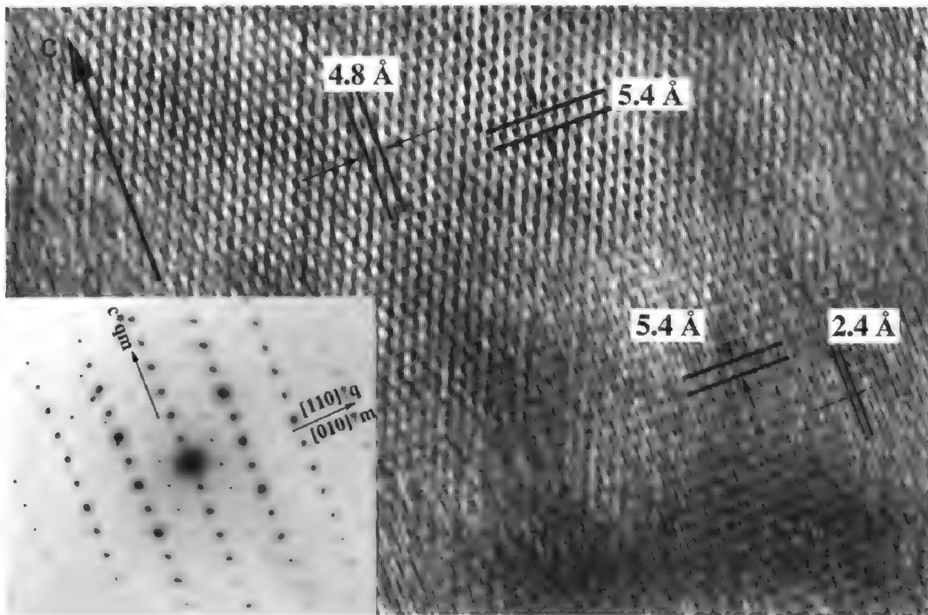
Fig. 8 $[\bar{1}\bar{2}1]$ SAED pattern of quartz (dark chert sample from Ördög-orom, Budapest). Both the quartz (q) and the moganite (m) lattice based indexing is given

szórás az <101>* és/vagy <011>* irányokkal párhuzamos. A diffúz szórás a jobb- és balkvarc {101}, illetve {011} lamelláinak rendezetlen sorakozására, elemi cella szintű brazil ikresedésre utal. Az ikersík két oldalán jobb- illetve balkvarc van, ami egy $d_{(101)}$-vastagságú (6,68 Å) moganit szeletet képvisel a kvarcban ($2d_{(101)kvarc} = d_{(101)moganit}$). Ha a jobb- és balkvarc lamellák periodikusan következnek egymás után, a diffúz szórás helyett diszkrét reflexiók várhatók a kvarc $2*d_{(101)}$ értékénél (6,68 Å).

A sötét ördög-oromi mintáról készített [-1-11] diffrakciós felvételeken gyakori az [101]* és/vagy [011]*-gyel párhuzamos diffúz szórás (*7. ábra*), míg ugyanebben az orientációban a világos ördög-oromi minta diszkrét reflexiókat mutat (*5. ábra*). A *7. ábrá*n az [101]* irány menti diffúz szórás 6,68 Å-nél szuperreflexiókban csomósodik. Ezzel összhangban a HRTEM felvételen jól látható az (101)-gyel párhuzamosan megkettőződő rácssíktávolság. Az így kialakuló nanométeres nagyságú domének rácsperiodicitása a moganitéval egyezik meg.

A *8. ábrán* bemutatott diffrakciós felvételen az $[101]^*_{kvarc}$-cal párhuzamosan éles szuperreflexiók láthatók minden $h \pm 1/2\ k\ l \pm 1/2$ értéknél, melyeket diffúz szórás nem kísér.

A *8. ábra* felvétele megfelel a moganit <$\bar{1}$31> zónatengely felől készített diffrakciós képének ($[101]^*_{kvarc} || [202]^*_{moganit}$, $[1\bar{1}\bar{1}]^*_{kvarc} || [11\bar{2}]^*_{moganit}$). A *9. ábrá*n látható diffrakciós felvételen kvarc- és moganitszerkezet szerinti

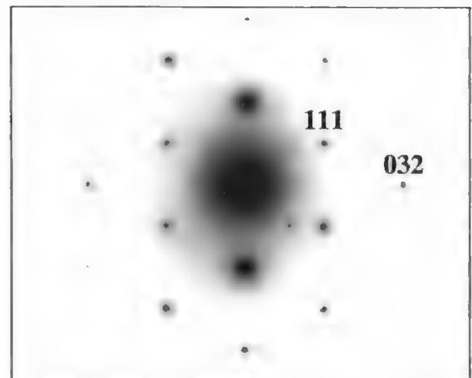


9. ábra. $[1\bar{1}0]_{kvarc}$ (q) vagy $[100]_{moganit}$ (m) SAED felvétel és rácskép (sötét ördög-oromi minta)

Fig. 9 $[1\bar{1}0]_{quartz}$ (q) or $[100]_{moganite}$ (m) SAED pattern with the corresponding HRTEM image (dark chert sample from Ördög-orom, Budapest)

indexelést is feltüntettünk. A moganit *0kl* reflexióinak kisebb intenzitása azt mutatja, hogy a felvétel egy olyan területről készült, ahol a kvarc mátrixban kevés moganit domén is van.

A *10. ábra* <$\bar{1}\bar{2}3$> SAED felvételén a $[032]^*_{kvarc}$ tengellyel párhuzamosan éles extra reflexiók láthatók $1/5d_{(032)}$-értékeknél, de magán a [032]* tengelyen nincsenek extra reflexiók. Ugyanilyen jelenséget dokumentáltak kalcedonban HEANEY et al. (1994), akik az extra reflexiók megjelenését dinamikus szórással magyarázták. A dinamikus szórás a reciprokrács olyan helyein okoz extra reflexiót ahol csavartengely vagy csúszósík szerinti kioltás lenne. A kvarcban egyedül a 3_1 vagy 3_2 csavartengelynek a *00l* reflexiókban okozott *l*=3n típusú kioltása (*6. ábra*) sérülhet dinamikus szórással. Mivel a *10. ábrán* nem a *00l* reflexiókhoz köthetők az extra reflexiók, HEANEY et al. (1994) interpretációját nem fogadhatjuk el. A felvételen megjelenő extra reflexiók ismeretlen szuperszerkezetre utalnak.



10. ábra. $[\bar{1}\bar{2}3]$ SAED felvétel kvarcról (sötét ördög-oromi minta)

Fig. 10 $[\bar{1}\bar{2}3]$ SAED pattern of quartz (dark chert sample from Ördög-orom, Budapest)

Diszkusszió, következtetések

Eredményeinket két szempont szerint értékeljük. Először a tűzkő sajátosságait vetjük össze a kalcedon (irodalmi adatok) tulajdonságaival, majd az ördög-oromi minták vizsgálati adatait elemezzük részletesen.

A sötét ördög-oromi, a pécselyi, és a sümegi minták rutin röntgen-pordiffrakciós felvételei egyaránt mutatnak olyan reflexiókat, melyek nem értékelhetők sem a kvarcnak, sem karbonátásványnak. Ezek a kis intenzitású reflexiók moganitot jeleznek. Meggyőzően elektrondiffrakcióval igazolható az új polimorf. A *8.* és a *9. ábrák* SAED felvételei bizonyítják a tűzkőben lévő moganitot. A $[\bar{1}21]$ vetületben a 6,68 Å-höz tartozó, a moganit I2/a szimmetriája által tiltott reflexiók, számításaink szerint 120 Å mintavastagság felett láthatók, így reális az a feltételezés, miszerint a *8. ábrán* a 6,68 Å-ös reflexiók megjelenését dinamikus szórás okozza.

A sötét ördög-oromi mintára periodikus (moganit) és rendezetlen, {101} és/vagy {011} síkú brazil ikresedés egyaránt jellemző. Az <101>* és/vagy <011>* tengellyel párhuzamos, kvarc-reflexiókat felező intenzitásmaximumok a moganitot, míg a kvarc-reflexiókat összekötő diffúz szórás (*7. ábra*) a rendezetlen ikresedést jelzik. HRTEM képen a kvarcban előforduló brazil ikresedés periodikus (*9. ábra*) és rendezetlen (*7. ábra*) megjelenése közvetlenül megfigyelhető. Az *10. ábra* SAED felvétele rendezett kvarc szuperszerkezetet mutat, ennek szerkezeti értelmezésére még nem találtunk jó modellt.

A bemutatott eredmények arra engednek következtetni, hogy a moganit, a kvarc-moganit asszociáció és a kvarcban megjelenő (101) síkhibák az eddigi ismereteinkhez képest tágabb körben fordulnak elő. A vizsgált tűzkövek mindegyike idősebb, mint 100 millió év és egy kivétellel tartalmaznak moganitot. Ez ellentmond a Gíslason és munkatársai (1997) értelmezésének. Véleményünk szerint a moganittartalom a texturáltsággal és a nemegyensúlyi spirális növekedéssel (Heaney 1993) sem hozható kapcsolatba. A Mátyáshegyi Formáció a nyílt tengerrel sekély csatornákkal összekötött intraplatform medencében képződött (Haas 2000), így az evaporitos eredet sem magyarázza kielégítően megfigyeléseinket.

McLaren & Pitkethly (1982) ametiszt vizsgálata során azt tapasztalta, hogy a brazil törvény szerinti ikresedés a Si^{4+}–Fe^{3+} helyettesítéssel függ össze. A Fe^{3+} az ikerhatárok mentén koncentrálódik, mennyisége az ametisztben 10–350 ppm (Rossmann 1994). A moganit egy interpretáció szerint brazil törvény szerint elemi cella szinten ikresedett kvarc, tehát logikusan hangzik, hogy a moganit kialakulásában is a Fe^{3+} játszhat szerepet (Heaney 1995). Ez az elmélet kísérletileg nem bizonyított. Mivel a moganit igen változatos eredetű mikrokristályos kovaképződményekben jelenik meg (Heaney & Post 1992; Heaney 1995, Rodgers & Cressey 2001; Parthasarathy et al. 2001), a moganittartalom és a nemperiodikus síkhibák inkább a mikrokristályos állapothoz köthetők, mint egy speciális nyomelemhez vagy képződési környezethez.

A világos és a sötét ördög-oromi minták, noha ugyanabból a korból és földtani képződményből származnak, és gyakorlatilag egymás mellett találhatók, eltérő mikroszerkezetűek. A világos minta röntgenprofilja a kvarcéval egyező, nincsenek kis intenzitású extra reflexiók, míg a sötét minta profiljában megjelennek

a moganitcsúcsok. Ezzel összhangban elektrondiffrakcióval is kimutatható a rendezetlen ikresedés és a moganittartalom. Az 100 és 011 indexű csúcsok félértékszélessége és az infravörös spektrumok *4c. ábrá*n kinagyított részlete két különböző mértékben kristályosodott mintát mutat be. Ezt a maratott törési felületek SEM felvételei látványosan illuszrálják.

A kovaüledékek a diagenezis során egyre rendezettebb, nagyobb kristályossági fokú SiO_2-módosulattá alakulnak: opál-A → opál A' → opál-CT → kripto-kristályos kvarc vagy kalcedon → mikrokristályos kvarc (TUCKER 1988; BALOGH 1992). A kristályossági fok növekedésének ütemét számos tényező befolyásolja. HINMAN (1990) szerint a szervesanyag-tartalom – attól függően, hogy reakciói során milyen szerves sav keletkezik és ez milyen mértékben képes a pH-t megváltoztatni – jelentős mértékben csökkenti az átalakulás sebességét. Véleményünk szerint az ördög-oromi minták esetében ilyen lokális fluktuációk okozhatták a kristályossági fokbeli különbséget, a sötét minta rendezetlenebb állapotának megmaradását. A bezáródó fluidumok körül kialakuló mikro- illetve nanokörnyezet kedvezhet a rendezetlenebb állapot és a moganit kialakulásának.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki TÓTH Máriának és FALUS Andrásnak, hogy lehetőséget biztosítottak a röntgen-pordiffrakciós mérések elvégzésére, illetve a SEM felvételek elkészítésére, továbbá NÉMETH Tibornak a röntgen-pordiffrakciós mérésekért, PINTÉR Miklósnak és NAGY Tibornak a SEM felvételekért, VASS Elemérnek és BAJNÓCZI Bernadettnek az infravörös mérésekért és RUDNYÁNSZKY Líviának a technikai segítségért. Az egyik szerző (K.K.V.) külön köszöni WEISZBURG Tamásnak a személyes konzultációt.

Irodalom – References

BALOGH K. 1992: Kovaüledékek. – In: BALOGH K. (szerk.): Szedimentológia III. Akadémiai Kiadó, Budapest, 11–52.

BANERJEE, A. & GHIURCA, V. 2000: Investigation of fluid inclusions in "Maramures diamonds" by FTIR spectroscopy. – *Acta Miner. Petr. (Szeged)*, **41**, Suppl.: 15.

BANERJEE, A. & WENZEL, T. 1999: Black opal from Honduras. – *Eur. J. Mineral.* **11**, 401–408.

CADY, S. L., WENK, H. R. & SINTUBIN, M. 1998: Microfibrous quartz varieties: characterization by quantitative X-ray texture analysis and transmission electron microscopy. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **130**, 320–335.

CSÁSZÁR G. 1998: A Dunántúli-középhegység alsó és középső-kréta képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 337–352.

DOSZTÁLY L. 1998: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben. – *Földtani Közlöny* **128**, 273–295.

DOSZTÁLY, L., KOVÁCS, S. & BUDAI, T. 1989: Pécsely, Megye-hegy quarry. XXIst European Micropaleontological Colloquium, Guidebook, 310–316.

FLÖRKE, O. W., JONES, J. B. & SCHMINCKE, H. U. 1976: A new microcrystalline silica from Gran Canaria. – *Zeit. Krist.* **143**, 156–165.

FLÖRKE, O.W., FLÖRKE, U. & GIESE, U. 1984: Moganite: a new microcrystalline silica mineral. – *N. Jb. Mineral. Abh.* **149**, 325–336.

FLÖRKE, O. W., GRAETSCH, H., MARTIN, B., RÖLLER, K. & WIRTH, R. 1991: Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals based on structure and microstructure. – *N. Jb. Mineral. Abh.* **163**, 19–42.

FRONDEL, C. 1978: Characters of quartz fibers. – *Am. Miner.* **63**, 17–27.

GÍSLASON, S. R., HEANEY, P. J., OELKERS, E. H. & SCHOTT, J. 1997: Kinetic and thermodynamic properties of moganite, a novel silica polymorph. – *Geochim. et Cosmochim. Acta* **61**, 1193–1204.

GÖTZE, J., NASDALA, L., KLEEBERG, R. & WENZEL, M. 1998: Occurrence and distribution of "moganite" in agate/chalcedony: a combined micro-Raman, Rietveld, and cathodo-luminescence study. – *Contrib. Miner. Petr.* **133**, 96–105.

GRAETSCH, H. 1994: Structural characteristics of opaline and microcrystalline silica mierals. – In: HEANEY, P. J., PREWITT, C. T. & GIBBS, G. W. (eds): Silica: physical behavior, geochemistry and materials applications – *Reviews in Mineralogy* **29**, 209–232.

GRAETSCH, H., FLÖRKE, O. W. & MIEHE, G. 1985: The nature of water in chalcedony and opal-C from Brazilian agate geodes. – *Phys. Chem. Miner.* **11**, 300–306.

GRAETSCH, H., FLÖRKE, O. W. & MIEHE, G. 1987: Structural defects in microcrystalline silica. – *Phys. Chem. Miner.* **14**, 249–257.

HAAS J. 1998: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 225–244.

HAAS J., KORPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDINÉ FILÁCZ E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. – *Földtani Közlöny* **130/3**, 371–422.

HEANEY, P. J. 1993: A proposed mechanism for the growth of chalcedony. – *Contrib. Miner. Petr.* **115**, 66–74.

HEANEY, P. J. 1995: Moganite as an indicator for vanished evaporites: a testament reborn? – *J. Sedim. Research* **A65**, 633–638.

HEANEY, P. J. & POST, J. E. 1992: The widespread distribution of a novel silica polymorph in microcrystalline quartz varieties. – *Science* **255**, 441–443.

HEANEY, P. J., VEBLEN, D. R. & POST, J. E. 1994: Structural disparities between chalcedony and macrocrystalline quartz. – *Am. Miner.* **79**, 452–460.

HINMAN, N.W. 1990: Chemical factors influencing the rates and sequences of silica phase transitions: Effects of organic constituents. – *Geochim. et Cosmochim. Acta* **54**, 1563–1574.

KINGMA, K. J. & HEMLEY, R.J . 1994: Raman spectroscopic study of microcrystalline silica. – *Am. Miner.* **79**, 269–273.

KIS V. 2000: Tűzkő és kalcedon: mikrokristályos SiO_2-változatok ásványtani vizsgálata hazai mintákon. – Diplomamunka. ELTE, Ásványtani Tanszék, 109 p.

LÉGER, J-M., HAINES, J. & CHATEAU, C. 2001: The high pressure behaviour of the "moganite" polymorph of SiO_2. – *Eur. J. Mineral.* **13**, 351–359.

VAN DER MAREL, H. W. & BEUTELSPACHER, H. 1976: Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. – Elsevier, Amsterdam, 396 p.

MARTIN, R. F. & BLACKBURN, W. H. 2001: Encyclopedia of mineral names: second update. – *Can. Miner.* **39**, 1199–1218.

MCLAREN, A. C. & PITKETHLY, D. R. 1982: The twinning microstructure and growth of amethyst quartz. – *Phys. Chem. Miner.* **8**, 128–135.

MERINO, E., WANG, Y. & DELOULE, E. 1995: Genesis fo agates in flood basalts: twisting of chalcedony fibers and trace element geochemistry. – *Am. J. Sci.* **295**, 1156–1176.

MIEHE, G. & GRAETSCH, H. 1992: Crystal structure of moganite: a new structure type for silica. – *Eur. J. Mineral.* **4**, 693–706.

MIEHE, G., GRAETSCH, H. & FLÖRKE, O. W. 1984: Crystal structure and growth fabric of length-fast chalcedony. – *Phys. Chem. Miner.* **10**, 197–199.

MOENKE, H. 1974: Mineralspektren. – Akademie Verlag, Berlin. 456 p.

PARTHASARATHY, G., KUNWAR, A. C. & SRINIVASAN, R. 2001: Occurrence of moganite-rich chalcedony in Deccan flood basalts, Killari, Maharashtra, India. – *Eur. J. Miner.* **13**, 127–134.

RODGERS, K. A. & CRESSEY, G. 2001: The occurrence, detection and significance of moganite (SiO_2) among some silica sinters. – *Mineralogical Magazine* **65/2**, 157–167.

ROSSMANN, G. R. 1994: Colored varieties of the silica minerals. – In: HEANEY, P. J., PREWITT, C. T. & GIBBS, G. W. (eds): Silica: physical behavior, geochemistry and materials applications. – *Reviews in Mineralogy* **29**, 433–468.

SCHOLL, F. & FUCHS, H. 1968: Bestimmung von Mineralölspuren in Wasser. – *Bosch Techn. Ber.* **2**, p. 239.

TAKÁCS J. 1982: Az opál ásványtana. – Doktori értekezés. Kézirat. MTA GKL, Budapest, 124 p.

TUCKER, M. (ed.) 1988: Techniques in sedimentology. – Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 p.

WANG, Y. & MERINO, E. 1990: Self-organizational origin of agates: banding, fiber twisting, composition, and dynamic crystallization model. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 1627–1638.

WENK, H. R., SHAFFER, S. J. & VAN TENDELOO, G. 1988: Planar defects in low temperature quartz. – *Phys. Stat. Sol. A.* **107**, 799–805.

XU, H., BUSECK, P. R. & LUO, G. 1998: HRTEM investigation of microstuctures in length-slow chalcedony. – *Am. Miner.* **83**, 542–545.

Kézirat beérkezett: 2002. 06. 10.

Földtani Közlöny 133/3, 325–343 (2003) Budapest

A dunántúli eocén kőszénösszletek fedőképződményeinek rétegtana és paleoökológiája nannoplankton alapján

Stratigraphy and palaeoecology of the formations overlying the Middle Eocene coal sequence based on nannofossils – (Transdanubia, Hungary)

BÁLDINÉ BEKE Mária[1]

(7 ábra)

Tárgyszavak: nannoplankton, Dunántúl, eocén, magneto- és biozonáció, ökológia, endemizmus
Keywords: nannoplankton, Transdanubia, Eocene, magneto- and biozonation, ecology, endemism

Abstract

Associated with the Middle Eocene transgressive coal sequence (Dorog Formation) there is a local nannoplankton horizon formed by the endemic species *Reticulofenestra tokodensis*, (BÁLDI-BEKE 1982). It occurs in the uppermost level of or above the coal seams within the NP 16 nannoplankton biozone. The species is common in NE Transdanubia, but rarely present in the Bakony Mts. (BÁLDI-BEKE 1984).

Based on the detailed magneto- and biostratigraphic evaluation of five wells (Somlóvásárhely Sv–1, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Nagyesztergár Ne–58 and Oroszlány O–2370) the exact stratigraphic position of the *Reticulofenestra tokodensis* horizon (Fig. 2) was pinned down:

In the nannoplankton zonation it is fixed within the NP 16 biozone in these boreholes and elsewhere (BÁLDI-BEKE 1984, BERNHARDT et al. 1985, 1988). Zone markers for NP 16 occurred already below the coal seams (BÁLDI-BEKE 1984, Fig. 46) and went on rather high above them.

The parallel study of the plankton foraminifers with the nannoplankton makes it clear, that the stratigraphic position of the *Reticulofenestra tokodensis* horizon is within the *Morozovella lehneri* zone in the continuous pelagic section (Sv–1.), while in the others (Bakonyszentkirály Bszk–3, Cs–72, Ck–2 and O–2370) in the transgressive series it is below the first plankton forms – but still within the *Morozovella lehneri* chronozone.

In the magnetic polarity scale the *Reticulofenestra tokodensis* is below the C19n in the Cs–72 and Ck–2 wells, and most probably in the O–2370 too. In the Sv–1 borehole *Reticulofenestra tokodensis* occurred below and above the C19n.

Later the paper deals with the ecology of the coal and its overlying marl formations based on different faunal groups and accompanied nannoplankton assembleges. This made possible to give the ecologic conditions for *Reticulofenestra tokodensis,* where it could evolve and lived.

The transgression arriving from the SW reached the southwestern part of the Bakony Mts only in the very early Middle Eocene. Higher but still in the Lutetian, in the whole territory of the Transdanubian Range (as far as the Danube) one can prove a quick basin deepening. This deepening is connected with coal seam formations, but these are not in the same facies type on the whole territory. In the NE Bakony the sea-water depth increased quickly, making the coal seams thinner and marine molluscs occur just above the seams. The other type is charactaristic for the NE Transdanubian territory, where through the thick carbonate basement the karstic water level could follow the increasing sea level and fresh-water march conditions could develope. Occasionally sea water arrived into these freshwater basins, as the poor marine nannoplankton assemblage (NP 16) proves – in the sediments below the coal seams (Pusztavám Pv–980, Bakonyszentkirály Bszk–3, Tarján Tj–14, Oroszlány O–1846 in BÁLDI-BEKE 1984). In these basins with a connection to the open sea very variable environment developed where salinity and temperature changed frequently. However, close to the normal salinity, among other euryhaline nannoplankton species the endemic *Reticulofenestra*

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

tokodensis occurs. It is present only just above the coal seams, and always common in this position in whole NE Transdanubia, while very rare in the NE Bakony.

Reticulofenestra tokodensis also occurred in the same stratigraphic level in open marine facies in the Sv–1 borehole in the SW Bakony but only a few specimens. The occurrence of the species is associated with the increase of the sea water depths based on plankton/benthos ratio of foraminifers and on the nannoplankton assemblages (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990, 1991).

Later, but still during the Lutetian age a quick deepening of the basin can be shown in the Transdanubian Range as far as the present day line of the Danube in the East.

The material of the coal seams most probably came from a mangrove vegetation. In the NE Bakony because of the rapid sinking of the basin, marine molluscs were found just above the coal formation, while later pelagic marls were formed. In the NE Transdanubia in the fresh-water march-basins an economically significant coal seam formation was formed. The salinity increased slowly as the changing composition of the mollusc fauna shows. First fresh water and later above the coal seams widely tolerate euryhaline mollusc faunas able to tolerate extreme conditions occur. This is the place where the new endemic nannoplankton species (*Reticulofenestra tokodensis*) evolved and became a common member of a near-shore, euryhalin nannoplankton assemblage with *Transversopontis pulcher, Neococcolithes dubius, Discolithina, Pemma* div. sp., *Braarudosphaera bigelowi, Zygrhablithus bijugatus, Lanternithus minutus* and placoliths.

As the marine connection became stable, the *Reticulofenestra tokodensis* could spread to the NE Bakony area and the species occurred in small number in the same position – just above the coal seams. With the further deepening of the basin the two areas are characterized with different fauna and nannoplankton flora. In the deeper, more open marine NE Bakony in the nannoplankton the presence of *Discoaster* and *Sphenolithus* are important, while in NE Transdanubia in the "operculina marl" the near-shore nannoplankton species are dominant such as *Neococcolithes dubius, Transversopontis pulcher, Pemma* div. sp., *Zygrhablithus bijugatus*, placoliths and the rhabdoliths (*Rhabdolithus, Blackites*) which are rather good markers of this facies.

In the same formation (shallow water Csolnok Formation, "operculina marl") the common larger foraminifera species *Nummulites subplanulatus* occurs always in the same series but higher than the *Reticulofenestra tokodensis*. It is also common in the NE Transdanubia and rarely present in NE Bakony. Thus both species are true facies controlled endemic forms of the region. The stratigraphic significance of *Nummulites subplanulatus* was much debated as it was supposed to be marker species for Lower Eocene (GIDAI 1979; JÁMBOR-KNESS 1988, but not accepted by KOPEK et al. 1965; BÁLDI-BEKE 1984; LESS et al. 2000).

Összefoglalás

A középső-eocén transzgressziós kőszénösszletekhez kapcsolódó és szintként előforduló *Reticulofenestra tokodensis* faj igen gyakori előfordulását már korábban rögzítettem (BÁLDI-BEKE 1984) az ÉK-Dunántúl területén és azonos szintben ritkán az ÉK-Bakonyban is. A faj a rétegsorban a kőszénösszlet legfelső részén vagy közvetlenül felette fordult elő, az NP 16 nannoplankton biozónában.

A jelen munka során a Somlóvásárhely Sv–1, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Nagyesztergár Ne–58 és Oroszlány O–2370 fúrások integrált magneto- és biosztratigráfiaia feldolgozása a *Reticulofenestra tokodensis* szint helyzetét is rögzítette (2. *ábra*).

A nannoplankton zonációban a zónajelzőkkel is rögzíthető NP 16 zónán belül helyezkedik el a jelen fúrásokban és másutt (BÁLDI-BEKE 1984; BERNHARDT et al. 1985, 1988). A növekvő sótartalommal jellemezhető kőszéntelepes rétegsoroknál már a kőszén feküjében – jóval a *Reticulofenestra tokodensis*-es szint alatt is kimutatható volt az NP 16 zóna (részletesen BÁLDI-BEKE 1984, 46. ábra).

A planktonforaminiferákkal párhuzamosan történt feldolgozás alapján igazolható, hogy a folyamatosan plankton tartalmú szelvényben (Sv–1) a *Reticulofenestra tokodensis* a *Morozovella lehneri* zónán belül fordult elő, míg a többi szelvényben (Bszk–3, Cs–72, Ck–2 és O–2370) az első megjelenő plankton alakoknál mélyebb helyzetben, de minden kétséget kizáróan még a *Morozovella lehneri* kronozónán belül található a *Reticulofenestra tokodensis*es szint.

A mágneses zónákkal összevetve (2. *ábra*) a *Reticulofenestra tokodensis*es szint helyzete a C19n alatt található a Cs–72 és Ck–2 fúrásokban, valamint (bár itt már nem volt értékelhető a mérési sor) igen

nagy valószínűséggel az O–2370-ben is. A Sv–1 fúrásban a *Reticulofenestra tokodensis* előfordult a C19n alatt és e felett is.

A DNy felől érkező transzgresszió a középső-eocén legalján érte el a DNy-Bakonyt, majd a középső-eocén magasabb részén az egész Dunántúli-középhegység területén kimutatható egy jelentős medence mélyülés. Az ehhez kapcsolódó kőszénképződés az ÉK-Bakony és az ÉK-Dunántúl területén eltérő módon jelentkezik. Az ÉK-Bakonyban gyors a tengermélység növekedése, a kőszéntelepek vékonyabbak, és már a telepes összlet felett közvetlenül tengeri Mollusca fauna fordul elő. Az ÉK-Dunántúlon a vastag karbonátos aljzaton keresztül a karsztvízszint emelkedése követte a tengerszintet, így édesvízi lápmedencék keletkeztek. Ezekbe alkalomszerűen tengervíz is bejutott – ezt mutatja a kőszén feküjében néhol talált nannoplankton (NP 16 zóna: Pusztavám Pv–980, Bakonyszentkirály Bszk–3, Tarján Tj–11 és Oroszlány O–1846 fúrásokban, in: BÁLDI-BEKE 1984). Ezekben az elszigetelt lápmedencékben az időközben létrejött tengeri összeköttetés hatására közel normál, de szélsőségesen ingadozó sótartalmú és hőmérsékletű környezet alakult ki, ahol egyéb euryhalin nannoplankton fajok mellett megjelenik egy endemikus faj is, a *Reticulofenestra tokodensis*. Jelenléte a kőszén fedőjéhez kötődik, gyakori és állandó az ÉK-Dunántúl területén, míg gyér az ÉK-Bakonyban.

A *Reticulofenestra tokodensis* faj azonos szintben megjelenik a DNy-Bakony területén nyílt tengeri fáciesben is (a Somlóvásárhely Sv–1 fúrásban rövid szakaszon néhány példányban). A tenger egyidejű kimélyülését a plankton/bentosz foraminiferák aránya, ill. a nannoplankton együttes összetételének a változása mutatja (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990, 1991).

A lerakódott kőszénösszletek anyagát nagy valószínűséggel egykori mangrove-láp növényzete adta. Az ÉK-Bakony területén a gyors süllyedés hatására a közvetlen kőszénfedőben is már tengeri Mollusca fauna található, és az egyre mélyülő tengerben később pelágikus márga rakódott le. Az ÉK-Dunántúl területén édesvízi láp medencék jöttek létre, jelentős mennyiségű kőszén lerakódással. Lassú sótartalom növekedést mutat a rétegsor Mollusca faunája: édesvízi, majd a telepes összlet felett igen változékony környezetet elviselő euryhalin fauna fordul elő. Itt alakult ki a *Reticulofenestra tokodensis* faj – mely kisebb, max. 20 m rétegvastagságon belül igen gyakori fajként fordult elő – és ezt más partközeli nannoplankton fajok is kísérhették, mint a *Transversopontis pulcher, Neococcolithes dubius*, Discolithinák, Pemmák, *Braarudosphaera bigelowi*. A *Reticulofenestra tokodensis* faj a tengeri kapcsolat állandósulásával kijutott az ÉK-Bakony területére is, gyéren megjelenik szintén a kőszén fedőjében. Azonban a további tengermélyülést a korábbitól eltérő fauna és nannoflóra jelzi: Az ÉK-Bakonyban nyíltabb vízi nannoplanktonban a placolithok mellett jelentősebb a Discoasterek és a Sphenolithuszok szerepe, míg az ÉK-Dunántúlon az „operculinás márgában" (Csolnoki Formáció) a jellegzetes partközeli formák dominálnak, így a *Neococcolithes dubius, Transversopontis pulcher, Pemma* div. sp., *Zygrhablithus bijugatus*, placolithok és csak ezen a területen jellemző a rhabdolithok (*Rhabdolithus, Blackites* nemzetségek) ritka, de állandó előfordulása. A Csolnoki Formáció jellemzője a *Nummulites subplanulatus* faj is, melynek elterjedése azonos a *Reticulofenestra tokodensis*ével: gyakori az ÉK-Dunántúlon, és megjelenik még az ÉK-Bakonyban is, mint egy adott fácieshez kötött endemikus faj.

Bevezetés

A Dunántúl területén előforduló középső-eocén kőszénösszleteknél már korábban sikerült felismerni egy igen szembeötlő nannoplankton biosztratigráfiai eseményt, a *Reticulofenestra tokodensis* faj rövid szakaszon való előfordulását az ÉK-Dunántúlon (ahol a faj igen gyakori és jellemző, leírása is innen történt: BÁLDI-BEKE 1982) és az ÉK-Bakony területén (ahol sokkal ritkább).

A *Reticulofenestra tokodensis* az ÉK-Dunántúlon valamennyi vizsgált fúrásban előfordult a kőszénösszlet felső részén vagy méginkább a fedőjében (BÁLDI-BEKE 1984, 46. ábra, és még más később vizsgált szelvények is). A faj jelenléte a kőszén tényleges hiánya esetében is jelzi a szintjét (pl. Lábatlan L–19, Guttamási Gtt–3). A szint vastagságát néhány métertől max. 20 méterig terjedőnek találtam. Az ÉK-Bakony területéről is több fúrásban észleltem a *Reticulofenestra tokodensis*

jelenlétét, azonban sokkal ritkábban és kisebb vastagságban (Bakonyszentkirály Bszk–3, Balinka Ba–285, Guttamási Gtt–3). A teljes nannoplankton együttes összetételét és ökológiai értékelését, több részletesen elemzett fúrás esetében közöltem (BÁLDI–BEKE 1984), az egyéb fauna és flóra elemekkel való összevetésre azonban az akkori keretek között nem volt mód.

A *Reticulofenestra tokodensis* azonos helyzetű és közös előfordulása alapján a teljes Dunántúl területén a gazdaságilag jelentős középső-eocén transzgressziós kőszénösszletek egyidejű képződése mellett foglaltam állást az ÉK-Bakony és az ÉK-Dunántúl teljes területén, az ismert fáciesbeli és teleptani eltérések ellenére.

Ezekhez a már korábban összefoglalt ismeretekhez további adatokat kaptunk újabb mélyfúrások integrált bio- és magnetosztratigráfiai értékeléséből (KOLLÁNYI et al. 2003), valamint a magasabb fedőmárgák már feldolgozott faunájának, flórájának, üledékföldtani jellegeinek elemzéséből és ezeknek a nannoplanktonnal való összevetéséből.

A *Reticulofenestra tokodensis*es szint helyzete a magneto- és plankton biozonációkban

A *Reticulofenestra tokodensis*es szint NP 16 zónán belüli helyezhető el, ezt már a korábbi adatok is egyértelműen igazolták. Az NP 16 zóna nannoplanktonja kíséri a *Reticulofenestra tokodensis*t, megtalálható mélyebben, helyenként a kőszénösszlet feküjében is, fedőjében pedig még jelentős vastagságot képvisel (BÁLDI-BEKE 1984).

Az azóta eltelt évek alatt a lefolytatott integrált bio- és magnetosztratigráfiai vizsgálatok a *Reticulofenestra tokodensis*es szint kérdésében is tovább vezettek, öt fúrás került ilyen irányú feldolgozásra: Somlóvásárhely Sv–1, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Nagyesztergár Ne–58 és Oroszlány O–2370 (*1, 2. ábrák*).

Ezek közül a Cs–72, Ck–2 és az O–2370 fúrások esnek a *Reticulofenestra tokodensis* korábbról ismert elterjedési területére. Mindháromban megtalálható a *Reticulofenestra tokodensis* (részletesen KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002):

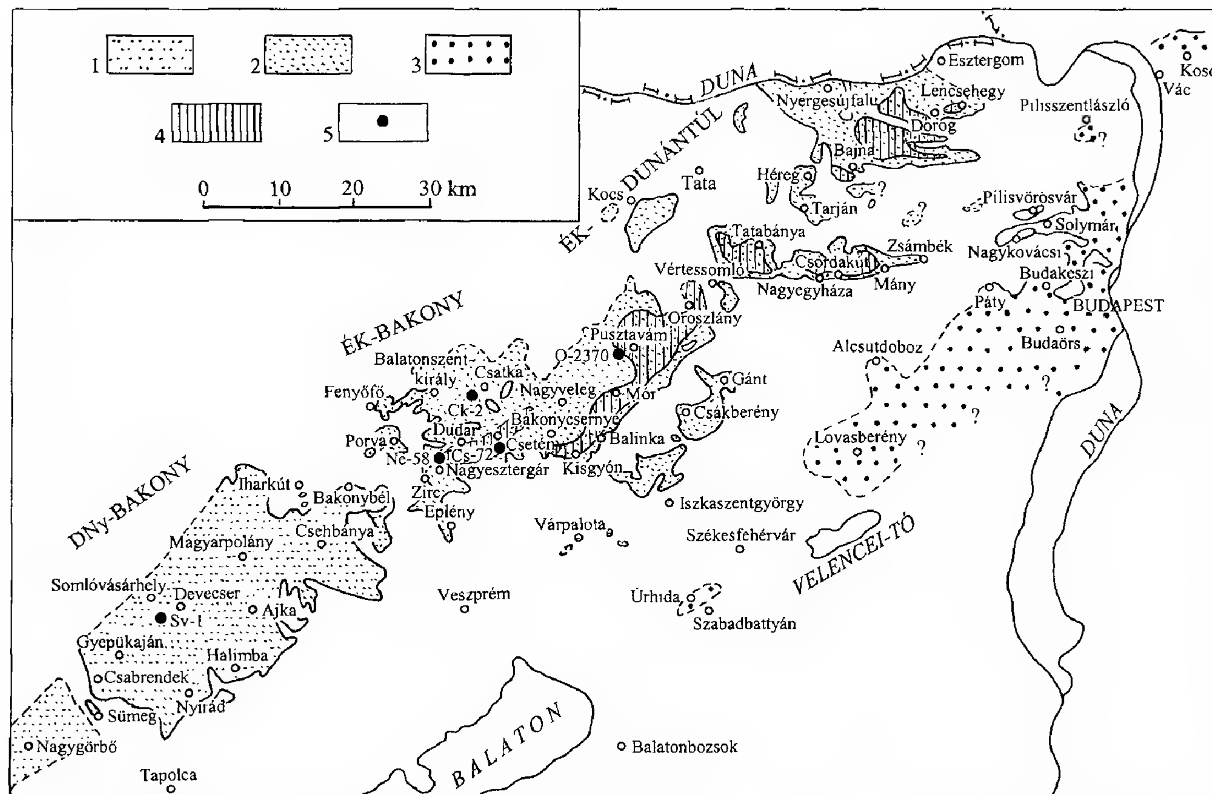
Cs–72: 432,6 és 476,5 m-ben, a szakaszon belül 16 minta közül csak ebben a kettőben fordul elő, a faj gyakorisága ezekben 1 (*3. ábra*);

Ck–2: 574,8–583,6 m között mind az öt mintában, 1 és 2 gyakorisággal (*4. ábra*);

O–2370: 622,1–643,0 m között a legtöbb coccolithos mintában (12-ből 7-ben, de a fennmaradók közül kettő teljesen üres, és további kettőben is csak egy-két példány fordult elő más fajokból), gyakorisága 1 és 2 (*5. ábra*).

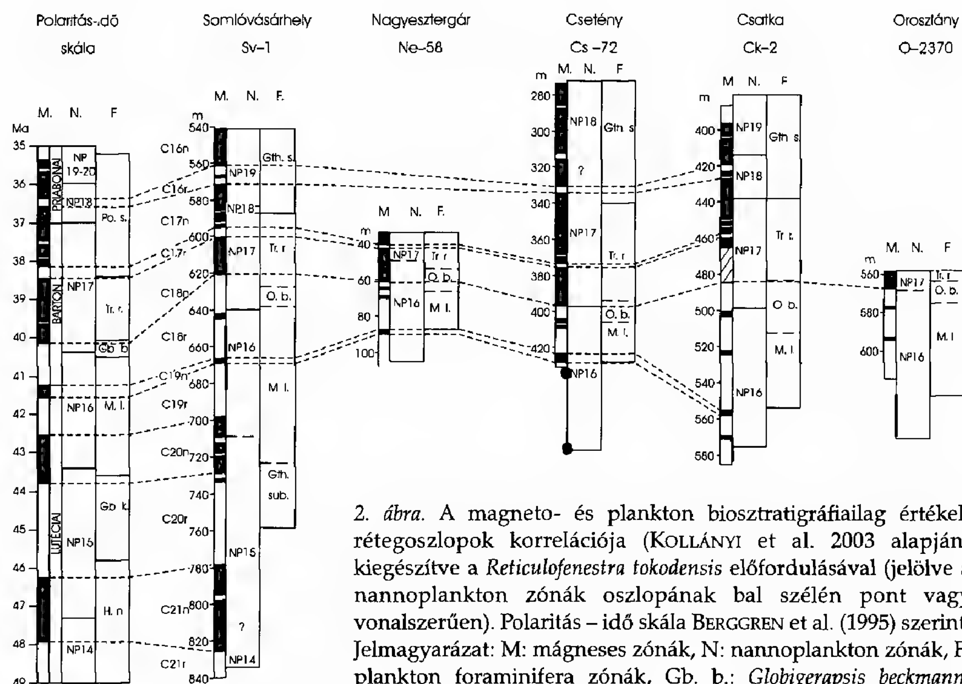
A párhuzamosan végzett plankton foraminifera vizsgálatokkal összevetve az látható (*2. ábra*), hogy a *Reticulofenestra tokodensis* tartalmú minták a *Morozovella lehneri* zónával éppen érintkeznek (O–2370: 622,1 m-nél), illetve ennél mélyebbre, az értékelhető plankton foraminiferát már nem tartalmazó szakaszba tartoznak (KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002).

Új és meglepő volt a *Reticulofenestra tokodensis* igen ritka megjelenése a Somlóvásárhely Sv–1 fúrásban, melynek értelmezése sokáig nehézséget jelentett. A faj a fúrásban 656,0–679,5 m között fordult elő, e szakaszon belül a 13-ból 7 mintában, összesen 15 példányban: mintánként 1, esetleg 2, 666,3 m-ben pedig 4 példány (KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002).



1. *ábra.* A Dunántúli-középhegység eocén képződményeinek elterjedési térképe a magneto- és biosztratigráfiailag értékelt fúrások feltüntetésével (szerk. BERNHARDT B. 1983, BÁLDI-BEKE 1984 alapján módosítva). Jelmagyarázat: 1. kora-lutetiai (NP14) transzgresszió területe, 2. késő-lutetiai végi (NP 16) transzgresszió területe, 3. késő-eocén (NP19) transzgresszió területe, 4. műrevaló eocén szénkifejlődés, 5. magneto- és biosztratigráfiailag értékelt fúrások

Fig. 1 Distribution of the Eocene formations in the Transdanubian Range with the location of the boreholes evaluated by magneto- and biostratigraphic methods (compiled by B. BERNHARDT 1983, after BÁLDI-BEKE 1984 modified). Legend: 1 Early Lutetian (NP 14) transgression, 2 Latest Lutetian (NP 16) transgression, 3 Late Eocene (NP 19) transgression, 4 Exploitable Eocene coal deposits, 5 Boreholes evaluated by magneto- and plankton biostratigraphic methods

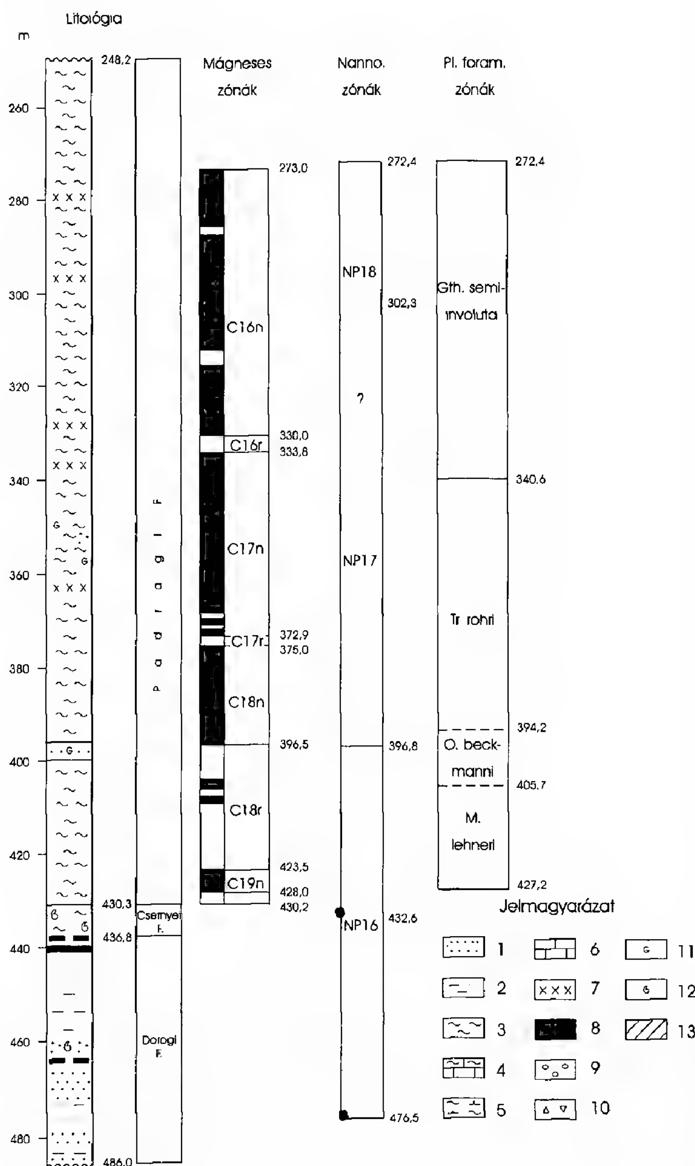


2. *ábra.* A magneto- és plankton biosztratigráfiailag értékelt rétegoszlopok korrelációja (KOLLÁNYI et al. 2003 alapján) kiegészítve a *Reticulofenestra tokodensis* előfordulásával (jelölve a nannoplankton zónák oszlopának bal szélén pont vagy vonalszerűen). Polaritás – idő skála BERGGREN et al. (1995) szerint. Jelmagyarázat: M: mágneses zónák, N: nannoplankton zónák, F: plankton foraminifera zónák, Gb. b.: *Globigerapsis beckmanni* zóna, Gb. k.: *Globigerapsis kugleri* zóna, Gth. s.: *Globigerinatheca semiinvoluta* zóna, Gth. sub.: *Globigerinatheca subconglobata* zóna, H. n.: *Hantkenina nutelli* zóna, M. l.: *Morozovella lehneri* zóna, O. b.: *Orbulinoides beckmanni* zóna, Po. s.: *Porticulosphaera semiinvoluta* zóna, Tr. r.: *Truncorotaloides rohri* zóna

Fig. 2 Correlation of the studied columnar sections after KOLLÁNYI *et al. 2003 modified. The occurrence of Reticulofenestra tokodensis is marked on the left side of the column for the nannoplankton zones as points or lines. Time scale after* BERGGREN *et al. (1995). Legend: M: magnetic zones, N: nannoplankton zones, F: planktonic foraminiferal zones, Gb. b.: Globigerapsis beckmanni zones, Gb. k.: Globigerapsis kugleri zone, Gth. s.: Globigerinatheca semiinvoluta zone, Gth. sub.: Globigerinatheca subconglobata zone, H. n.: Hantkenina nutelli zone, M. l.: Morozovella lehneri zone, O. b.: Orbulinoides beckmanni zone, Po. s.: Porticulosphaera semiinvoluta zone, Tr. r.: Truncorotaloides rohri zone*

A fúrás anyagából végzett, hasonlóan részletes plankton foraminifera vizsgálatokkal összevetve látható, hogy a *Reticulofenestra tokodensis* előfordulása az NP 16 és a *Morozovella lehneri* zónáknak egyaránt a középső szakaszára esik (2. *ábra*, KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002). Mind a kőzettani szelvény, mind a gazdag plankton mutatja (6. *ábra*), hogy a *Reticulofenestra tokodensis* ebben a fúrásban egy aránylag egyenletes üledékképződés során lerakódott pelágikus márga összleten belül található.

A *Reticulofenestra tokodensis* faj előfordult a Déli-Bakony területén egy másik fúrásban is: a Kolontár–21 szelvényében, úgyszintén a Padragi Márga Formációban, az NP 16 nannoplankton és a *Morozovella lehneri* plankton foraminifera (KOLLÁNYI K. szóbeli közlése) zónában. Ebben a fúrásban 474,4–490,7 m között találtam az innen vizsgált 5 minta közül háromban, egy-egy, illetve a legalsóban (490,5–490,7 m) öt példányban. Mind a Somlóvásárhehy–1, mind a Kolontár–21. fúrásban a *Reticulofenestra tokodensis* szint felett tufás, bentonitos betelepülések találhatók néhány 10 m vastagságban.

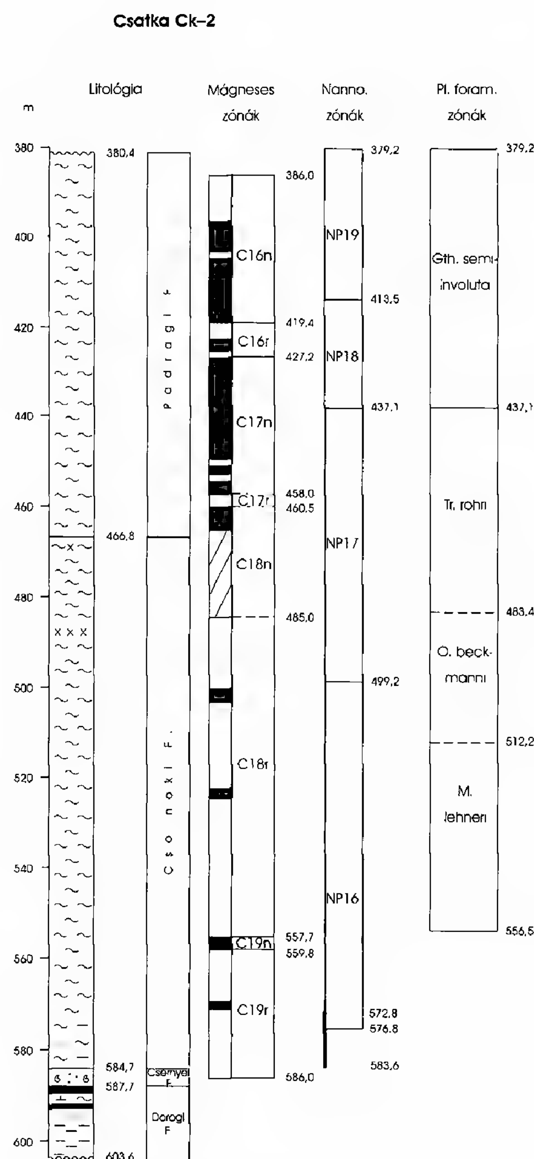


3. *ábra.* Csetény Cs–72 fúrás rétegoszlopa (KOLLÁNYI et al. 2003 alapján, módosítva): litológia és formációk (BERNHARDT B.), mágneses zónák (LANTOS M.), nannoplankton zónák (BÁLDI-BEKE M.) és plankton foraminifera zónák (KOLLÁNYI K.). A *Reticulofenestra tokodensis* előfordulása a nannoplankton zónák oszlopának bal szélén van jelölve a mélység adatokkal együtt. Jelmagyarázat: 1. homok, 2. agyag, 3. márga, 4. agyagos mészkő, 5. mészmárga, 6. mészkő, 7 tufit, 8. szén, szenes agyag, 9. kavics, 10. tűzkő törmelék, 11. glaukonit, 12. molluszka, 13. nincs paleomágneses minta

Fig. 3 Columnar section of borehole Csetény Cs–72 (after KOLLÁNYI *et al. 2003 modified): lithology and formations (B.* BERNHARDT*), magnetic zones (M.* LANTOS*), nannoplankton zones (M.* BÁLDI-BEKE*), planktonic foraminiferal zones (K.* KOLLÁNYI*). The occurrence of Reticulofenestra tokodensis is marked on the left side of the column for the nannoplankton zones with the depths in metres. Legend: 1 sand, 2 clay, 3 marl, 4 clayey limestone, 5 calcareous marl, 6 limestone, 7 tuffite layer, 8 coal, carbonaceous clay, 9 pebble, 10 chert fragments, 11 glauconite, 12 molluscs, 13 no palaeomagnetic samples*

A korábban felsorolt Cs–72, Ck–2 és O–2370 fúrásokkal azonosan a már korábban publikált (HORVÁTHNÉ-KOLLÁNYI 1983; BÁLDI-BEKE 1984) Bakony-szentkirály Bszk–3 fúrásban is a *Reticulofenstra tokodensis* a kőszéntelepes összlet felett közvetlenül és a *Morozovella lehneri* zóna legalján fordul elő (563 és 566 m-ben).

Ezeken a területeken (ÉK-Bakony és ÉK-Dunántúl) az eocén üledékképződés a kőszéntelepes összlettel kezdődik, majd fokozatosan megy át a tengeri fedő-



4. *ábra.* Csatka Ck–2 fúrás rétegoszlopa. Jelmagyarázatot l. a 3. ábránál

Fig. 4 Columnar section of borehole Csatka Ck–2. For legend see Fig. 3.

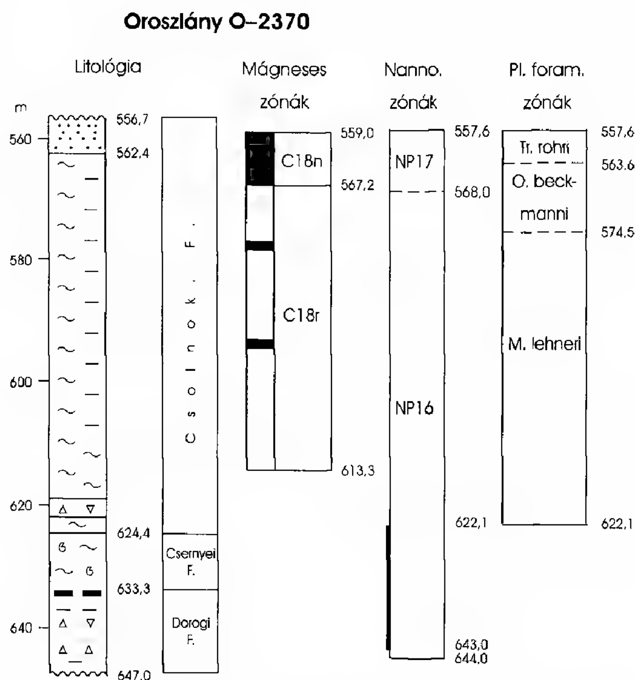
márgába. Ez tükröződik a foraminifera faunában: először csökkent sósvízi rotaliás-miliolinás, majd feljebb a *Reticulofenestra tokodensis* szintjében már valamivel változatosabb bentosz együttes található, az első plankton fajok csak kb. 30 m-el feljebb jelennek meg (Bszk–3 fúrás: HORVÁTHNÉ-KOLLÁNYI 1983). A jellemző plankton foraminifera fauna megjelenése tehát a kialakuló tengeri körülmények függvénye, és időben fiatalabb mint a *Morozovella lehneri* kronozóna kezdete.

A Sv–1, Cs–72, Ck–2, Ne–58 és O–2370 fúrások integrált bio- és magnetosztratigráfiai értékelése (KOLLÁNYI et al. 2003) lehetőséget adott a *Reticulofenestra tokodensis*es szint helyzetének újabb megközelítésére, miután csak a Ne–58 fúrásból hiányzik. A mágneses polaritás skálával összevetve látszik (2. *ábra*), hogy a *Reticulofenestra tokodensis*es szint csak a Sv–1 fúrásban van a folyamatosan mért és értékelhető szakaszon belül. A többi három fúrásban (Cs–72, Ck–2 és O–2370) mágneses mérésre (és/vagy értékelésre) a szelvények legmélyebb eocén szakasza az üledékképződési, ill. kőzettani jellegek miatt nem volt alkalmas. Ezek közül a Ck–2 fúrásnál a *Reticulofenestra tokodensis*es szint még érintkezik az értékelt szakasszal, a Cs–72 és O–2370 esetében a mért szakasz alá esik, azonban ahhoz nagyon közelre.

A *Reticulofenestra tokodensis* faj a Sv–1 fúrásban 656,0–679,5 m között fordult elő, ennek a szakasznak kb. a közepén található a C19n (666,2–668,2 m) mágneses zóna (2. és 6. *ábrák*). Mint a 2. *ábrán* látható, a C19n zóna a Cs–72 és Ck–2

5. *ábra.* Oroszlány O–2370 fúrás rétegoszlopa. Jelmagyarázatot l. a 3. ábránál

Fig. 5 Columnar section of borehole Oroszlány O–2370. For legend see Fig. 3



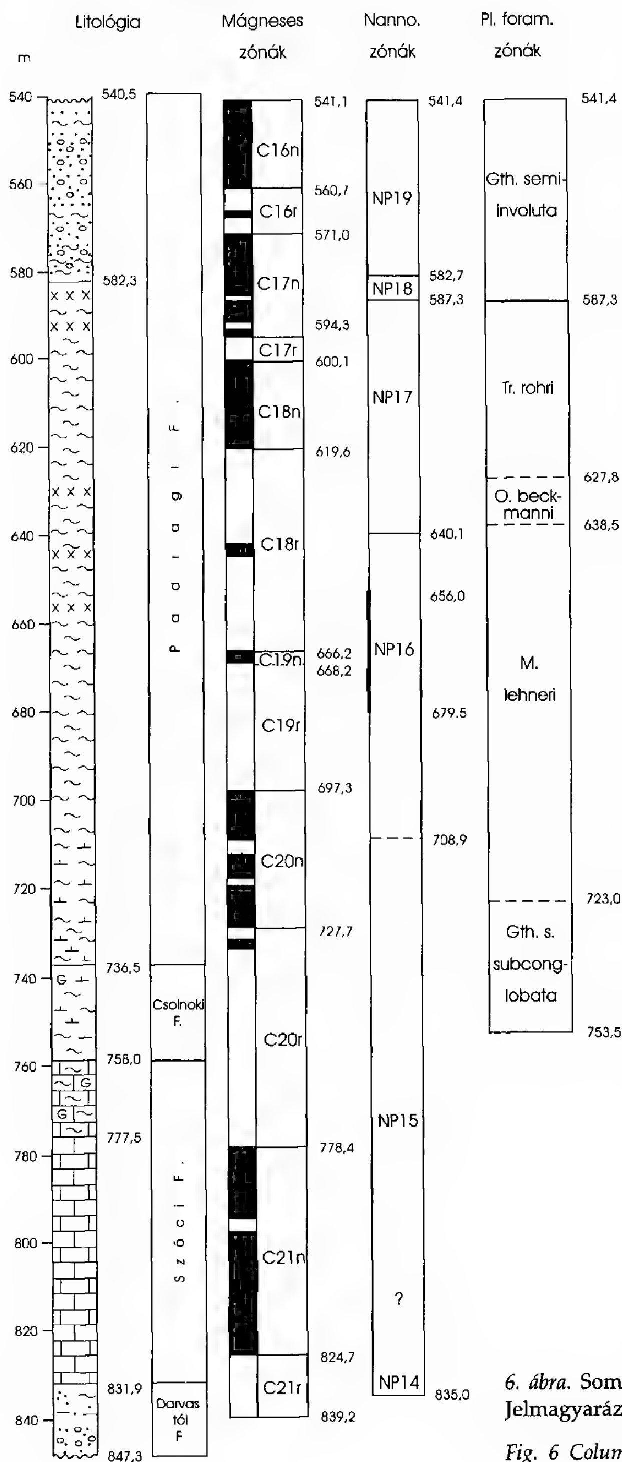
fúrásokban is rögzíthető volt. A *Reticulofenestra tokodensis*es szint ebben a két fúrásban közvetlenül a C19n alatt helyezkedik el a C19r zónában (*3.* és *4. ábrák*). A Cs–72 fúrásban a C19n helyzete 423,5–428,0 m között van, míg a *Reticulofenestra tokodensis* két mintában fordult elő: 432,6 és 476,5 m-ben. Mindkét mintának a már nem mérhető C19r zónába kellene esnie. A Ck–2 fúrásban a C19n helyzete 557,7–559,8 m között van és 586,0 m-ig jelölhető ki a C19r még mérhető szakasza. A *Reticulofenestra tokodensis*es szint ez utóbbi alsó részére tehető: 574,8–583,6 m között.

Az O–2370 fúrásban a szelvény alsó, több mint 30 m-es szakasza (613,3–647,0 m) mágneses értékelésre már nem volt alkalmas. A többi fúrással összevetve (figyelembe véve a rétegvastagságokat) a C19n helye a még mért szakasz alatt néhány méterrel feltételezhető. Ez esetben a *Reticulofenestra tokodensis*es szint (622,1–643,0 m) helyzete a C19n alatt lenne (*5. ábra*), hasonlóan mint a Cs–72 és Ck–2 fúrásokban.

A három kőszéntelepes összlettel induló rétegsorban (Cs–72, Ck–2, és O–2370) tehát a *Reticulofenestra tokodensis*es szint a mágneses zónákhoz viszonyítva azonosan helyezkedik el.

A *Reticulofenestra tokodensis*es szint rétegtani helyzete tehát pontosan kijelölhető (*2. ábra*):

A nannoplankton zonációban a zónajelzőkkel is rögzíthető NP 16 zónán belül helyezkedik el (BÁLDI-BEKE 1984; BERNHARDT et al. 1985, 1988 és a jelen fúrások). A növekvő sótartalommal jellemezhető kőszéntelepes rétegsoroknál már a kőszén feküjében – jóval a *Reticulofenestra tokodensis*es szint alatt is kimutatható volt az NP 16 zóna (részletesen BÁLDI-BEKE 1984, 46. ábra).



6. *ábra*. Somlóvásárhely Sv–1 fúrás rétegoszlopa. Jelmagyarázatot l. a 3. ábránál

Fig. 6 Columnar section of borehole Somlóvásárhely Sv–1. For legend see Fig. 3.

A plankton foraminiferákkal párhuzamosan történt feldolgozás alapján igazolható, hogy a folyamatosan plankton tartalmú szelvényben (Sv–1) a *Reticulofenestra tokodensis* a *Morozovella lehneri* zónán belül fordult elő, míg a többi szelvényben (Bszk–3, Cs–72, Ck–2 és O– 2370) az első megjelenő plankton alakoknál mélyebb helyzetben, de minden kétséget kizáróan még a *Morozovella lehneri* kronozónán belül található a *Reticulofenestra tokodensis*es szint.

A mágneses zónákkal összevetve a *Reticulofenestra tokodensis*es szint helyzete a C19n alatt található a Cs–72 és Ck–2 fúrásokban, valamint (bár itt már nem volt értékelhető a mérési sor) igen nagy valószínűséggel az O–2370-ben is. A Sv–1 fúrásban a *Reticulofenstra tokodensis* előfordult a C19n alatt és e felett is.

A kőszéntelepes összletek kialakulása, őskörnyezete és nannoplanktonja

A Dunántúli-középhegység egész területét végigkísérik a kőszénnyomokat, vagy műrevaló kőszéntelepeket tartalmazó eocén szelvények. Kőszén több szintben található: (1.) a középső-eocén legalján a DNy-Bakonyban kőszénnyomok a Darvastói Formációban, (2.) a középső-eocén magasabb részén (2.a) a Dorogi Formációban az ÉK-Bakony területén paralikus kőszéntelepek (Balinka, Dudar, stb.), valamint (2.b) az ÉK-Dunántúl területén szintén a Dorogi Formációban hazánk (ma már jórészt leművelt) legnagyobb kőszénkincse az előbbitől eltérő, inkább limnikus kifejlődésben (Tatabánya, Oroszlány, Mány, Tokod, Dorog, Pilisvörösvár stb.). Az előbbiekkel ellentétben (3.) szintén középső-eocén regressziós kőszénelőfordulás, az ún. sztriatás telepek, találhatók az ÉK-Dunántúl területén. Eocén korú kőszén legkeletibb előfordulása már a Duna balpartján található (4.) Kosdon, ahol a felső-eocén transzgressziós rétegek bázisán mutatkozik kőszén (GIDAI 1978a, b).

Jelen munkában csak a magasabb középső-eocén transzgressziós kőszéntelepes összlettel kívánok foglalkozni, ezekhez kötődik kizárólag a *Reticulofenestra tokodensis*es szint. E telepek korával, képződési és főleg ősföldrajzi kapcsolataival számos munka foglalkozott és a közölt álláspontok nagyon távol esnek egymástól (BÁLDI-BEKE 2002; KOPEK et al. 1965; GIDAI 1978b, 1979). Az összlet magasabb középső-eocén korával, a *Reticulofenestra tokodensis*es szint azonos előfordulása által jelzett egyidejűségével és ősföldrajzi kapcsolataival (egy DNy-ról előrenyomuló transzgresszió) már korábban állást foglaltam (BÁLDI-BEKE 1984). Az azóta készült további vizsgálatok, elemzések, összegyűlt adatok lehetőséget adnak a korábbinál sokkal széleskörűbb és bizonyítottabb kép kialakítására.

Korábban KOPEK Gábor dolgozott ki egy a gazdaságilag jelentős kőszéntelepekkel foglalkozó genetikai modellt (1983, kézirat), melyből csak az ÉK-i Bakonnyal foglalkozó nézetei jelentek meg (KOPEK 1980). Az általa felvázolt folyamatok teljesen összhangban vannak azzal, ami a nannoplankton vizsgálatokból is következik.

Az eocén folyamán a tengerelőrenyomulás iránya DNy-ról ÉK felé történt több lépésben (BÁLDI & BÁLDI-BEKE 1985) a középső-eocén elején a DNy-Bakonyt érte el (Darvastói Formáció), a középső-eocén középső részén az ÉK-Bakony és az ÉK-Dunántúl területét (Dorogi Formáció), majd a késő-eocénben a Budai-hegységet és az Északi-középhegység területét.

A *Reticulofenestra tokodensis* előfordulásával kísért transzgresszió a Dunántúli-középhegység teljes területén kimutatható medence mélyülést mutat, azonban területegységenként ez eltérően jelentkezik:

1. A DNy-Bakony területén a Somlóvásárhely Sv–1 fúrásban a *Reticulofenestra tokodensis* előfordulása arra a szakaszra esik, ahol a nannoplanktonban még gyakoriak a sekélyebb tengert kedvelő alakok (pl. Pemmák, Discolithinák, holococcolithok) és e felett kb. 640–650 m körül a tenger gyors kimélyülését mutatja a plankton/bentosz arány alapján szerkesztett mélységgörbe, valamint a nannoplankton együttes megváltozása is, az előbb említett formák hirtelen gyérülésével. Az egyéb bentosz faunaelemek és szedimentológiai jellegek

ugyancsak ezt támasztják alá. Ez a gyors tengermélyülés az ökológiailag hasonló módon értékelt más fúrásoknál is igazolható, így pl. Devecser Dv–4 és Halimba H–1 (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990, 1991, részletes nannoplankton ökológia BÁLDI-BEKE 1984). E három fúrás (Sv–1, Dv–4, H–1) esetében látható (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991. fig. 4.) hogy a kimélyülés idejében (NP 16 zóna magasabb részén) a szelvényekben a kőzettani kifejlődés különböző: Az Sv–1-ben a Padragi Márga, a Dv–4-ben az NP 16 legfelső részéig a Szőci Mészkő, míg a H–1-nél a mészkő-márga határa az NP 16 zónának kb. a közepére esik. Miután a plankton foraminiferák előfordulása a mészkőfáciesben ritkább (elsődleges és utólagos okok egyaránt ebbe az irányba hatottak) a plankton/bentosz arány alapján szerkesztett görbéket a szelvények kőzettani jellege is befolyásolta: a görbéken jelentkező kimélyülés a mészkő-márga határhoz közelít a Dv–4 és H–1 fúrásoknál. A végig márga kifejlődésen belül (Sv–1) a görbe sokkal reálisabb.

2. A tengerszint gyorsan zajló relatív megemelkedése ÉK-i irányban nagyobb területek elöntését eredményezte, azonban másként, gyorsabban zajlott az ÉK-Bakonyban, míg az ÉK-Dunántúl nagyobb területén lassúbb tengerszint emelkedés mutatható ki.

Az ÉK-Bakony területén a rétegsor a kőszéntelepes összlettel kezdődik, az alsó telepek édesvízi, majd a felső telepek paralikus kifejlődésűek (Dorogi Formáció). Felette márgás, aleuritos üledÉK-települ kagyló lumasellával (Csernyei Formáció). A magasabb kőszénfedő a zömmel nagyforaminiferákat tartalmazó márga (Csolnoki Formáció), esetleg mészkő (Szőci Mészkő Formáció), majd e fölött a mélyebbvízi Padragi Márga következik általában.

A magnetosztratigráfiailag is feldolgozott fúrások közül a Csetény Cs–72, Csatka Ck–2 és Nagyesztergár Ne–58 fúrásokban az előbbiekben vázolt típusú rétegsorok találhatók (*3, 4.* és *7. ábrák*).

3. Az ÉK-Dunántúl területén a kőszéntelepes összlet fekvőjében lévő nagyvastagságú karbonátos összlet lehetővé tette a karsztvízszint megemelkedését a tengervízszint emelkedésének megfelelően. Így ott a mélyedésekben kialakulhattak olyan lápok, amelyek nagyvastagságú, gazdag kőszéntelepeket eredményeztek.

A tengervízzel való összeköttetés azonban nem csak a karsztvíz szintjének emelkedésében mutatkozott meg, hanem a tengervíz is alkalomszerűen bejutott a lápmedencébe – ennek bizonyítéka a helyenként a rétegsor legalján, a kőszén feküjében is előforduló nannoplankton. Ebben az együttes szegénysége ellenére az NP 16-ra jellemző zónajelző fajok is előfordultak, elsősorban a *Reticulofenestra placomorpha* típusos, nagyméretű példányai (Pusztavám Pv–980: BÁLDI-BEKE 1971, 1984, Bakonyszentkirály Bszk–3, Tarján Tj–11 és Oroszlány O–1846: BÁLDI-BEKE 1984). A kőszénösszlet magasabb részén általánosan előfordul már az egyidejű tengeri nannoplankton együttes, azonban főként a szélsőséges környezetet, elsősorban a sótartalom ingadozást elviselő fajokkal.

Az életlehetőségüket itt megtaláló fajok között megjelenik egy endemikus, feltehetőleg ebben a környezetben kialakult, és ehhez alkalmazkodott faj is, ez a *Reticulofenestra tokodensis.*

Recens megfigyelések igazolják (ÉNy-Európa selfjén), hogy a coccolithok jelentős összetevői az esztuáriumi és árapálysíksági (tidal-flat) üledékeknek.

7. ábra. Nagyesztergár Ne–58 fúrás rétegoszlopa. Jelmagyarázatot I. a 3. ábránál, ebben a fúrásban *Reticulofenestra tokodensis* nem fordult elő

Fig. 7 Columnar section of borehole Nagyesztergár Ne–58. For legend see Fig. 3. In this borehole Reticulofenestra tokodensis has not been recorded

Ezekbe a coccolithokat mint szuszpendált iszapot szállították a nagy dagályhullámok (flood-tides), és az együttesek összetétele a partokhoz közeli tengeri üledékek coccolith összetételéhez hasonló (HOUGHTON 1988). Az ily módon, a szélsőségesen magas dagályhullámok által iszapként bejuttatot coccolith együttes eleinte csak lerakódott (a kőszén feküjében) is, míg a növekvő sótartalom mellett, a legalább alkalomszerű tengeri összeköttetés hatására, egy bizonyos szinttől kezdve már életlehetőséget talált és szaporodott.

A kőszéntelepes összletek és fedőjük nannoplanktonja, a *Reticulofenestra tokodensis*es szint

A kőszéntelepes összletek feküjében helyenként talált nannoplankton együttes összetétele a közeli nyílt tenger jellegeit mutatja, elsősorban placolithokból áll. A telepes összleteket általában kísérő euryhalin fajok (mint pl. Discolithinák, Transversopontiszok, holococcolithok) hiányát azonban okozhatták a homokos-meszes fáciesben utólagos oldóhatások is, melyekkel szemben a placolithok jóval ellenállóbbak.

A kőszéntelepes összletekhez kapcsolódóan a nannoplankton előfordulása már általános. Megjelenése legtöbbször már a telepes összleten belül kezdődik, inkább a magasabb részén, esetleg csak a telepes összlet felett. Ez fennáll a kőszénelőfordulások teljes területén. A transzgresszió és a tengermélyülés eltérő jellege miatt azonban másként jellemezhető az ÉK-Bakony és az ÉK-Dunántúl területe.

Az ÉK-Bakony területén az általánosan elterjedt, de a sekélytengeri-partvidéki körülményekhez jól alkalmazkodni tudó, euryhalin fajok lépnek fel először, elsősorban a *Transversopontis pulcher* és a *Neococcolithes dubius*. Ezeket placolithok kísérik főleg, majd később előfordulnak még holococcolithok, Pemmák, *Braarudo-*

sphaera bigelowi. Ezekkel a fajokkal fordul elő – mindig igen kis példányszámban a *Reticulofenestra tokodensis* faj is. Az erről a területről nannoplanktonra feldolgozott fúrások közül részletesen publikált a Bakonyszentkirály Bszk–3, Balinka Ba–285 (Báldi-Beke 1984), Csetény Cs–72, Csatka Ck–2 (Kollányi & Báldi-Beke 2002). Hasonló, de csak vázlatosan publikált fúrások a következők: Guttamási Gtt–3, Mór M–1, Mór M–4 (Báldi-Beke 1984). Ezekben a fúrásokban a *Reticulofenestra tokodensis* a kőszéntelepes összlet (Dorogi Formáció) felett fordul elő – kivéve a Cs–72 fúrás egyetlen elszigetelt helyzetű mintáját – általában a kisvastagságú Csernyei Formációban és a Csolnoki Formáció legalján található.

A kőszéntelepes összlettől távolodva a Csolnoki (vagy Padragi) Formációban egy sekélytengeri jellegű nannoplankton együttes van, melynek inkább csak a mélyebb szakaszán gyakoriak olyan partközeli alakok, mint a *Neococcolithes dubius, Transversopontis pulcher, Zygrhablithus bijugatus, Pemma* div. sp. Feljebb a mindvégig leggyakoribb placolithok mellett feldúsul a nyíltabb vízre jellemző Sphenolithuszok és kevésbé a Discoasterek mennyisége. Hangsúlyoznom kell, hogy a rhabdolithok (*Rhabdolithus, Blackites*) szinte teljesen hiányoznak.

Az ÉK-Dunántúl területén a transzgresszió nem közvetlen tengervízzel való elöntésként mutatkozik, hanem a megemelkedő karsztvízszint miatt a süllyedékekben édesvízi, lápi környezet alakul ki. Ide is besodródhatott esetleg egy magas dagályhullám által hozott iszappal a közeli tenger nannoplanktonja (Tarján Tj–11 – Báldi-Beke 1984). A kőszéntelepek nagy része édesvízi, általában a telepes összlet magasabb részén, vagy felette jelennek meg a sótartalom változást legjobban tűrő nannoplankton fajok.

A jellemző nannoplankton együttes a következő: a legelső megjelenő fajok között mindig előfordul a *Reticulofenestra tokodensis.* Mellette (esetleg csak felette) gyakoriak még a *Neococcolithes dubius, Transversopontis pulcher,* placolithok (*Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Cyclococcolithus formosus, Reticulofenestra placomorpha*), *Zygrhablithus bijugatus, Braarudosphaera bigelowi, Pemma* div. sp. Feljebb a *Reticulofenestra tokodensis* kimaradása után az előforduló fajok száma tovább emelkedik. Mindig találhatók rhabdolithok (*Rhabdolithus, Blackites*). A Csolnoki („operculinás") Márgában a felsorolt partközeli fajok mellett a nyíltabb vízi fajok is megjelennek.

Az erről a területről feldolgozott fúrások száma igen nagy. Ezekben egyes esetekben csak a kőszéntelepes összlet és közvetlen fedője került vizsgálatra. Csak az 1984-es összefoglalásban (46. ábra) 35 fúrás szerepel, feltüntetve a *Reticulofenestra tokodensis*es szint és a kőszéntelepes összlet helyzetét. Azóta is több tucat fúrás vizsgálata készült el, ezek a korábbi megállapításokat nem módosították. Az Oroszlány O–2370 fúrás (Kollányi & Báldi-Beke 2002) jelentőségét az adja, hogy a szelvény magnetosztratigráfiai mérése után a mágneses, plankton foraminifera és nannoplankton zonáció közvetlen összekapcsolási lehetőségét tudta biztosítani (2. és *6. ábrák,* és Kollányi et al. 2003).

A kőszénösszletek (Dorogi Formáció) és a fedőmárgák (Csernyei, Csolnoki Formációk, esetleg a Padragi Formáció alsó része) ökológiai viszonyai

A középső-eocén magasabb részén a DNy-ról érkező transzgresszió nyomán lápkörnyezet alakult ki, mely nagy valószínűséggel részben mangrove vegetációhoz kötődik. A palinológiai vizsgálatok alapján először uralkodóan pálmás, kevésbé Myricaceaes, Taxodiaceaes láperdő alakult ki, majd feljebb általánosabban szemiterresztrikus vagy mangrove láperdő (RÁKOSI 1982; KEDVES 1986; KOPEK 1980). Elsősorban a kőszéntelepek csökkentsósvízi, majd tengeri fedőképződményeiben fordulnak elő mangrove vegetációt igazoló elemek pl. a *Nypa* pálma pollenjei és a *Marginopollis* (RÁKOSI 1978), egyes fúrásokban ez a *Reticulofenestra tokodensis* és a *Nummulites suplanulatus* szintje.

A Dorogi-medencében az alsó telepekhez kapcsolódóan édesvízi Mollusca fauna található, ez azonban az ÉK-Bakony területén hiányzik (KECSKEMÉTI-KÖRMENDY 1980). A kőszéntelepes összlet felső részén vagy a fedőjében csökkentsósvízi Mollusca fauna jelenik meg, két tömegesen előforduló fajjal: *Brachyodontes corrugatus* és *Anomia gregaria* (KOPEK 1980; KECSKEMÉTI-KÖRMENDY 1972). Mindkettő szilárd aljzathoz kötötten élő faunaelem (epifauna), azonban a laza, agyagos tengerfenéken a mangrove erdő fáinak gyökérzete lehetett a szilárd aljzat. A *Brachyodontes* és *Anomia* nemzetségek a Karib-tengeri régióban jelenleg zömmel (bár nem kizárólag) mangrove környezetben élnek, a *Pyrasus* genus (mely KECSKEMÉTI-KÖRMENDY 1972 szerint ezekkel együtt található) utal egyértelműen mangrove vegetációra – bár biztosan mangrovét jelző Mollusca fauna nicsen (BÁLDI T. személyes közlése). Az itt előforduló Mollusca együttesre leginkább a nagyfokú tolerancia jellemző, olyan csökkent sósvízi fajok, melyek a tenger közelében, de nagyon változékony környezetben élnek.

A Dorogi-medencéből az operculinás, turritellás – trachycardiumos agyagmárga Mollusca faunáját igen részletesen közli KECSKEMÉTI-KÖRMENDY (1972). BÁLDI T. (szóbeli közlés) ezt az együttest – a szerzővel összhangben – normál sótartalmat igénylő, 20–30 m mélységű sekélytengeri környezet jelzőjének tartja, ahol a sok filtráló életmódú Mollusca tápanyagokban, detrituszban dús vizet igényelt, áramlások jelenlétével. Az összlet nagyforaminifera faunája alapján hasonló környezet adható meg: a hullámverés szintje alatti tengermélység, trópusi-szubtrópusi klíma, tápanyagban, detrituszban gazdag környezet. Az „operculina félék" a nagy Nummuliteszeknél jobban tudják a fényt hasznosítani. A *Nummulites perforatus* megjelenése a rétegsorban, általában a *Nummulites subplanulatus* és az „operculinák" feletti helyzetben, ezzel függhet össze. A *Nummulites subplanulatus*-t nem szintjelző, hanem olyan környezetjelző fajnak tartja LESS (2000, és szóbeli közlés), ahol a víz tápanyagokban való gazdagsága, a sok lebegő anyag csökkentette a fény lehatolását („dirty-water" conditions).

A Csolnoki Formáció felett a Dorogi-medencében regressziós rétegek következnek (KECSKEMÉTI-KÖRMENDY 1972; LESS et al. 2000), míg a Bakony területén a tenger további mélyülése gyors és igen jelentős volt (Padragi Márga, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991).

A nannoplanktonra is feldolgozott és *Reticulofenstra tokodensis*t tartalmazó fúrások közül a Mollusca fauna részletes ökológiai elemzését végezte el BÁLDI (kézirat 2000) a Csatka Ck–2 fúrásnál.

Itt a *Reticulofenestra tokodensis*es szint (572,8–583,6 m) alatt a felső kőszén-telephez kapcsolhatóan jelennek meg az első molluszkák: *Polymesoda* (=*Cyrena*) és apró *Ostreá*k alkotta pad, normál sótartalmat igénylő *Naticá*k és *Cardium*ok mellett. Ez a tenger felé nyitott part vagy lagúna környezetre utal, lehetséges mangrove vegetációval. A *Reticulofenestra tokodensis* szint egy már normál sótartalmat igénylő genuszok héjtöredékeit tartalmazó lumasella szintjével esik egybe. E fölött kb. 100 m vastagságban található az operculinás márga (Csolnoki Formáció), mely a Mollusca fauna alapján 19–119 m (mint szélső értékek) közötti egykori tengermélységet jelent. A Formáció legfelső részén meglehetősen gyors kimélyülést jelez KOLLÁNYI et al. (1997) a plankton/bentosz arány alapján.

A *Reticulofenestra tokodensis* faj gyakori jelenléte az ÉK-Dunántúl területére jellemző. Számos fúrás alapján (BÁLDI-BEKE 1984, 46. ábra) legtöbbször a kőszén-telepes összlet felett fordul elő, néhány esetben a telepes összlet felső részén kezdődik, esetleg ezen belül fordul elő (Tatabánya Ta–1481). A Dorogi-meden-céből feldolgozott Mollusca fauna (KECSKEMÉTI-KÖRMENDY 1972) ökológiai elemzése és a *Reticulofenestra tokodensis* szint rétegtani helyzete alapján a *Reticulo-fenestra tokodensis* faj ökológiai igényére a vele együtt előforduló Mollusca fauna alapján következtethetünk.

A kőszéntelepes összlet közvetlen fedőjéből említett molluszkák nagyon változékony környezetet jeleznek, egyes genuszok inkább a csökkent sósvizet igénylik (pl. *Dreissena, Tivelina, Tympanotonus, Theodoxus*), míg pl. a *Brachyodontes, Anomia* ingadozó sótartalmat jól tűrő, de áramló vizű tengerparti környezetet igénylő alakok. Feljebb szintén még a *Reticulofenestra tokodensis*el együtt már egy tisztán tengeri, faj és egyedgazdag Mollusca fauna fordul elő, ahol a tengermélység 20–30 m körüli lehetett (BÁLDI T. személyes közlése). Feljebb ennél valamivel nagyobb mélység valószínűsíthető a *Nummulites subplanulatus* faj kíséretében előforduló Mollusca fajok alapján is. Ez megfelel az Operculina félék jelenkori elterjedésének (HOTTINGER 1977; LESS 1987).

A *Reticulofenestra tokodensis* és *Nummulites subplanulatus* fajok elterjedése és ökológiája

A *Reticulofenstra tokodensis* egy ökológiailag meghatározott környezethez kötött endemikus faj. Területileg az ÉK-Dunántúli eocén kőszénmedencékben fordul elő nagy mennyiségben, és ritkán ugyanabban a szintben az ÉK-Bakony területén is. Ettől eltérően DNy-Bakonyból, a Somlóvásárhely Sv–1 fúrásban felismert néhány példányát, mint az egyidejű, de ökológiailag idegen környezetbe be-sodródottnak kell tekintenünk. NAGYMAROSY & VORONINA (1992) az alsó-oligo-cénből említenek egy *Reticulofenestra* cf. *tokodensis* formát, ez azonban a típussal morfológiailag nem azonosítható.

A *Nummulites subplanulatus* területi és rétegtani elterjedése és mennyiségi arányai hasonlóak ahhoz, amit a *Reticulofenestra tokodensis*nél láttunk: gyakori az

„operculinás márgában" Csolnoki Formáció – innen is írták le), de területileg átnyúlik az ÉK-Bakonyba is (Bakonyszentkirály Bszk–3 fúrás JÁMBOR-KNESS 1988). Az ettől távolabbi területekről az irodalomban említett előfordulások nem meggyőzőek, a faj azonosítása nem probléma mentes (LESS Gy. személyes közlése).

A rétegsorban a *Reticulofenestra tokodensis* valamivel mélyebben, és kisebb vastagságban fordul elő, mint a *Nummulites subplanulatus*.

A kőszénösszletek képződésének földtani modellje szerint a DNy-ról előrenyomuló tengervíz hatására megemelkedő karsztvízszint nyomán az ÉK-Dunántúl területén kialakulnak a (minden valószínűséggel) mangrove lápok. A vízszint további emelkedésével összhangban a lápkörnyezet megszűnik, a sótartalom emelkedik, és bár rendkívül ingadozó, ez már lehetőséget ad egy gazdag Mollusca fauna megtelepülésének, először csökkent sósvízi, majd tengeri fajokkal. Ebben, a nyílt tengertől még valamennyire elszigetelt medencében alakultak ki a *Reticulofenestra tokodensis*, majd a *Nummulites subplanulatus* fajok. Környezetük a kísérő Mollusca fauna alapján a *Reticulofenestra tokodensis* esetében még erősen ingadozó sótartalmú lehetett, míg feljebb a már kiegyenlített normál szalinitás a *Nummulites subplanulatus*hoz kapcsolódik. Mindkét faj csak ebben a medencében gyakori, bár (legalább időlegesen) a meglévő tengeri összeköttetés révén kijutottak DNy felé a nyílt tengerbe (ÉK-Bakony) is, ottani jelenlétük azonban mindig nagyon ritka.

A *Reticulofenestra tokodensis* eltűnése után az ÉK-Dunántúlon az operculinás márgában a *Nummulites subplanulatus* társaságában lévő nannoplankton együttes nem teljesen azonos azzal, mint ami az ÉK-Bakony területén található. Lényegesen gyakoribbak a sekélytengeri, partközeli formák mint pl. a Discolithinák, *Transversopontis pulcher, Neococcolithes dubius, Pemma,* holococcolithok. A fő különbség azonban a rhabdolithok (*Rhabdolithus, Blackites*) nem túl gyakori, de állandó jelenléte ezen a területen, míg más középső-eocén márgák nannoplanktonjából általában hiányzik, illetve esetleges jelenlétük főleg a kőszén közeli fedőjéhez köthető (BÁLDI-BEKE 1984, Bakonyszentkirály Bszk–3, Balinka Ba–285.) A rhabdolithoknak (*Rhabdosphaera claviger*) bizonyos fácieshez kötött előfordulására recens üledékek vizsgálata alapján NEGRI & GIUNTA (2001) is rámutatott, bár konkrét eredményeik nem alkalmazhatók az eocén esetében. Az alsó-oligocénből két faj (*Rhabdosphaera gladius* és *Blackites spinosus*) ökológiai igényét KRHOVSKY et al. (1992) részletes elemzés alapján úgy jellemzi, hogy magas karbonáttartalom és a nutriensek nagy mennyiségére volt szükségük. Ez pontosan megfelel a helyzetnek az operculinás márga esetében az ÉK-Dunántúlon, míg az ÉK-Bakonyban mélyebbvízi, nutriens szegényebb és kevésbé márgás fáciesek találhatók egyidejűleg.

A *Reticulofenestra tokodensis* igen széles ökológiai tűrőképességű faj, nem csökkent sósvízi mint azt korábban feltételeztem (BÁLDI-BEKE 1984). A vele együtt előforduló fauna alapján bár brakk vízben is előfordul, sokkal inkább a szélsőségesen ingadozó sótartalmú tengerparti, esztuáriumi, táplálékban gazdag környezetet kedvelte, legfeljebb 20–30 m vízmélységnél. Az ennél nagyobb tengermélység és kiegyenlített ökológiai körülmények a faj eltűnését eredményezték.

Köszönetnyilvánítás

A munka a T. 029077 és a T. 032370 sz. OTKA témák keretében készült, az együttműködésért a témafelelősöknek, KOLLÁNYI Katalinnak és LESS Györgynek tartozom köszönettel. Munkám során saját szakterületükről tanácsot adtak rajtuk kívül még BERNHARDT Barnabás, LANTOS Miklós és BÁLDI Tamás, segítségükért hálás vagyok.

Irodalom – References

BÁLDI T. 2000: A bakonyi Padragi Márga mélytengeri fáciese. Újabb adatok és felismerések a Csatka 2. sz. mélyfúrás alapján. – Előadás kézirata, elhangzott 2000. okt. 10-én, MTA Őslénytani Bizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani és Rétegtani Szakosztálya ülésén.

BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene Basins. – *Acta Geologica Hungarica* **28/1–2**, 5–28.

BÁLDI-BEKE, M. 1971: The Eocene nannoplankton of the Bakony Mountains, Hungary. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **54/4**, I, 13–39.

BÁLDI-BEKE M. 1982: Új nannoplankton faj a dunántúli eocén kőszénfedő képződményekből. – *Földt. Int. Évi Jelentése* **1980-ról**, 297–308.

BÁLDI-BEKE M. 1984: A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* **43**, 1–307.

BÁLDI-BEKE M. 2002: A plankton sztratigráfia hatása a hazai eocén rétegtanára. – *Földtani Közl.* **132**, 355–366

BÁLDI-BEKE M. & BÁLDI T. 1990: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete. – *Ált. Földt. Szemle* **25**, 83–118.

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene Basin in western Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **88**, 25–52.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, III. C. C. & AUBRY, M.-P. 1995: A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., & HARDENBOL, J. (Eds.): Geochronology time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication*, **54**, 129–212.

BERNHARDT, B., LANTOS, M., MÁRTON, P., BÁLDI-BEKE, M., H.-KOLLÁNYI K., & KECSKEMÉTI, T. 1985: Magneto- and biostratigraphy of the Eocene sequence from borehole Somlóvásárhely 1. (SW Bakony Mts, Western Hungary). – *INA Newsletter* **7**, 53–56.

BERNHARDT, B., BÁLDI-BEKE M., LANTOS, M., H.-KOLLÁNYI, K. & MÁRTON, P. 1988: Eocene magneto- and biostratigraphy at Somlóvásárhely, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **31/1–2**, 33–52.

GIDAI L. 1978a: A kosdi eocén képződmények rétegtani viszonyai. – *Földt. Közl.* **108/1**, 65–86.

GIDAI L. 1978b: Az ÉK-dunántúli eocén képződmények ősföldrajzi viszonyai. – *Földt. Közl.* **108/4**, 549–563.

GIDAI L. 1979: Az ÉK-dunántúli alsóeocén képződmények tagolásának és korbesorolásának kialakulása. – *Földt. Int. Évi Jelentése* **1977-ről**, 225–241.

HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI K. 1983: Újabb korrelációs lehetőség a bakonyi és az ÉK-dunántúli terület eocénje között a Bakonyszentkirály Bszk-3.sz. fúrás plankton foraminiferái alapján. – *MÁFI Évi Jelentése* **1981**-ről, 295–325.

HOTTINGER, L. 1977: Foraminiferes operculiniformes – *Mém. Mus. Nat. d'Hist. Nat. nouv. sér. C Sci. de la Terre* **40**, 1–159.

HOUGHTON, S. D. 1988: Thermocline Control on Coccolith Diversity and Abundance in Recent Sediments from the Celtic Sea and English Channel. – *Marine Geology* **83**, 313–319.

JÁMBOR-KNESS M. 1988: Magyarország eocén kori nagy Foraminiferidái. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* **52**, 1–629.

KECSKEMÉTI-KÖRMENDY A. 1972: A dorogi medence eocén Mollusca faunája. – *MÁFI Évkönyve* **55/2**, 143–377.

KECSKEMÉTI-KÖRMENDY A. 1980: Az Északkeleti-Bakony eocén medence fáciesének puhatestű faunája. – *MÁFI Évkönyve* **63/3**, 1–227.

KEDVES, M. 1986: Paleogene Fossil Sporomorphs of the Bakony Mountains, Part IV. – *Studia Biol. Hungarica* 21, 1–120.

KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. – *Földt. Közl.* 127/1–2, 111–126.

KOLLÁNYI K. & BÁLDI-BEKE M. 2002. Eocén fúrások részletes plankton zonációja. – *Földt. Közl.* 132, 325–354.

KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BÁLDI-BEKE M. & LANTOS M. 2003: A dunántúli eocén képződmények integrált sztratigráfiai vizsgálata. – *Földt. Közl.* 133, 69–90.

KOPEK G. 1980: A Bakony hegység ÉK-i részének eocénje. – *MÁFI Évkönyve* 63/1, 1–170.

KOPEK G. 1983: A magyarországi, dunántúli eocén barnakőszenek ősföldrajzi, tektonikai és genetikai elemzése. – kéziratos jelentés

KOPEK, G., KECSKEMÉTI, T. & DUDICH, E. 1965: Stratigraphische Probleme des Eozaens im transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. – *Acta Geol. Hung.* 9, 411–426.

KOPEK G., KECSKEMÉTI T., DUDICH E. 1966: A Dunántúli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. – *MÁFI Évi Jel.* 1964-*ről*, 249–264.

KRHOVSKY, J., ADAMOVÁ, J., HLADÍKOVÁ, J. & MASLOWSKÁ, H. 1992: Paleoenvironmental changes across the Eocene /Oligocene boundary in the Zdanice and Pouzdrany Units (Western Carpathians, Czechoslovakia): The long term trend and orbitaly forced changes in calcareous nannoplankton assemblages. – Proc. IV. INA Conference, Prague, Knihovnicka ZPN 14b. vol. 2. 105–187.

LESS Gy. 1987: Az európai Orthophragminák őslénytana és rétegtana. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* 51, 1–373.

LESS, GY., KECSKEMÉTI, T., OZSVÁRT, P., KÁZMÉR, M., BÁLDI-BEKE, M., KOLLÁNYI, K., FODOR, L., KERTÉSZ, B. & VARGA, I. 2000: Middle-Upper Eocene shallow water benthos in Hungary (5th Meeting of the IGCP 393, Field trip in Hungary). – *Annali Universita di Ferrara, Sci. Terra* 8. Suppl. 149–181.

NAGYMAROSY A. & VORONINA A. A. 1992: Calcareous nannoplankton from the Lower Maykopian Beds (Early Oligocene, Union of Independent States). – Proc. IV. INA Conference, Prague, Knihovnicka ZPN 14b. vol. 2. 189–221.

NEGRI, A. & GIUNTA, S. 2001: Calcareous nannofossil paleoecology in the sapropel S1 of the eastern Ionian sea: paleogeographic implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 169, 101–112.

RÁKOSI L. 1978: A magyarországi eocén mangrove palinológiai adatai. – *MÁFI Évi Jelentése* 1976-*ról* 357–374.

RÁKOSI L. 1983: A dorogi barnaszén-medence Kerek-dombi kutatási területének palynológiai vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentése* 1981-*ről*, 327–334.

Kézirat beérkezett: 2002. 08. 27.

Földtani Közlöny 133/3 345–362 (2003) Budapest

A Nézsa községben mért beltéri radonanomália eredetének geokémiai vizsgálata és lehetséges földtani vonatkozásai

Geochemical study and possible relations to local geological environment of the indoor radon anomaly measured at village Nézsa, North Hungary

BARABÁS Ambrus[1] – SZABÓ Csaba[1] – NAGY Béláné[1] – GÁLNÉ SOLYMOS Kamilla[1] – TÓTH Eszter[2]

(7 ábra, 3 táblázat, 1 tábla)

Tárgyszavak: radon, geokémia, U-, Th-tartalmú nehézásványok, Nézsa
Keywords: radon, geochemistry, U and Th-bearing heavy minerals, Nézsa, Hungary

Abstract

In Hungary, similarly to other countries around the world, several villages or small towns are known which have houses characterized by highly elevated indoor radon level exceeding up to ten times of the mean values of the Hungarian villages. One of these settlements is village Nézsa situated in the western part of the Cserhát Mountains (North Hungary). Detailed sedimentological and geochemical study was performed on clayey soil samples of two shallow (up to 5 metres depth) drilling cores from the studied area. The results indicate that heavy minerals such as monazite, xenotime, zirkon, zirkelite, allanite contain U and Th which can be parental elements of radon. Electron microprobe study revealed characteristic textural features and compositional variations of monazites that may imply near-surface physical and chemical alteration processes. These processes might have been acted during Oligocene and produced the uranium-rich sediments known from the studied area. Local source of the radon is supported by the very low activity of radon in the subsurface water and the presence of the short-lived thoron detected in the soil-gas.

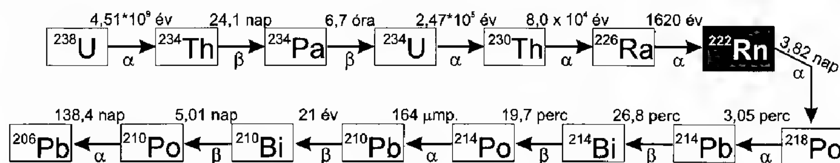
Összefoglalás

Magyarország területén – a világ más országaihoz hasonlóan – számos település ismert, ahol a lakások radonszintje akár az országos falusi átlag tízszeresét is eléri. Az egyik ilyen ismert település a Nyugati-Cserhát területén található Nézsa. A kutatásunk tárgyául választott faluban mélyített sekélyfúrások anyagán elvégzett szedimentológiai és geokémiai vizsgálatok eredményei arra utalnak, hogy az öt méter vastag agyagos talajszelvényekben a radonizotópok szülőelemei, az urán és a tórium különböző nehézásványok (monacit, xenotim, cirkon, zirkellit, allanit) nyomelemeként megtalálhatók. Az elektronmikroszondás vizsgálatok során egyes monacit szemcséken belül olyan szöveti-összetételbeli változatosságot találtunk, amelyek a monacit felszíni-felszínközeli átalakulásaira utal. Mindezért azok az oligocénben lezajlott sajátos fizikokémiai folyamatok tehetők felelőssé, amelyek a területen ismert uránindikációt is létrehozhatták. A radon lokális eredetét a talajvízben mért alacsony radonkoncentráció és a talajgázban mért rövid felezési idejű radonizotóp (toron) jelenléte is igazolni látszik.

[1] ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
[2]RAD Labor, H–1121 Budapest, Budakeszi út 48.

Bevezetés

A természetben előforduló három bomlási sorban (^{238}U-sor, ^{232}Th-sor, ^{235}U-sor) a radonnak három radioaktív izotópja keletkezik (^{222}Rn /ss. radon/ ^{220}Rn /toron/, ^{219}Rn /aktinon/) a rádium megfelelő izotópjaiból (^{226}Ra ^{224}Ra ^{223}Ra), mindhárom esetben α-bomlással (*1. ábra*). A radonizotópok gyakorisága a felezési idejükkel együtt csökken (^{222}Rn: 3,8 nap; ^{220}Rn: 51 mp; ^{219}Rn: 3,9 mp.), részben ezért, részben szülőelemeik természetben való gyakorisága következtében. Relatíve hosszú felezési ideje révén a 222-es tömegszámú Rn izotóp különösen fontos szerepet játszik a radonanomália kialakulásában. Anomális beltéri radonkoncentráció létrejöttét a „megfelelő" geológiai környezetben, az adott épület



1. ábra. Az ^{238}U természetes bomlási sora a bomlástípusokkal és az egyes radioizotópok felezési idejével

Fig. 1 Decay series of ^{238}U. Half-lives and type of decay are shown

bizonyos strukturális sajátságai (alapozás, szigetelés stb.) és a benne élő emberek életviteli szokásainak (fűtési rendszer, szellőztetési szokások stb.) együttes hatása idézi elő. A légtérben lévő radonatomok folyamatos bomlása során szilárd halmazállapotú bomlástermékek keletkeznek, amelyek közül a polónium izotópjai (^{218}Po, ^{216}Po) maguk is alfasugárzók. A bomlástermékek a légtérben lebegő aeroszol részecskékhez tapadva a légzés során a tüdőbe kerülhetnek, ahol a hörgőkre tapadva a tüdőszövetet nagyenergiájú (4–9 MeV) alfarészecskékkel bombázzák. A folyamatos belső sugárterhelés hosszú (évtizedes) távon tüdőrák kialakulásához vezethet. Ma már ismeretes, hogy a lakosságot érő természetes eredetű sugárterhelés mintegy fele a radon és rövid felezési idejű bomlástermékeinek belégzéséből származik (KÖTELES 1994).

Magyarországon a budapesti RAD Lauder Labornak köszönhetően lassan évtizedes múltra tekint vissza a lakásokban történő nyomdetektoros radonmérés hagyománya. A méréseket szilárdtest nyomdetektorokkal (SSNTD, Solid State Nuclear Track-etch Detector) végzik az év három évszakában (ősz, tél, tavasz), a mérés ideje körülbelül 90 nap. A több száz településre kiterjedő méréssorozat – amelynek során tízezernél is több lakóépületben mérik a radonkoncentrációt – szolgáltatta adatok világossá tették, hogy egyes településeken a beltéri radonszint (aktivitáskoncentráció) jóval meghaladja az Európai Uniós országokban megszabott egészségügyi határértéket (200 Bq/m^3 éves átlag; ICRP 1993)[1] (TÓTH 1999). Bár Magyarországon erre vonatkozó törvényi előírás egyelőre nem létezik, a probléma közegészségügyi vonatkozásaival foglalkozni kellene. Célkitűzésünk a nógrád megyei Nézsa község számos lakóterében kialakult anomális (egyes esetekben 1000 Bq/m^3-es éves átlagot is meghaladó) radonfeldúsulás eredetének kutatása volt. Munkánk során a geokémiai módszerek alkalmazása mellett a

talajgázban és a felszín alatti vizekben is végeztünk radonméréseket, amelyek segítségünkre voltak a probléma jobb megértésében, és annak a lokális földtani képbe való beillesztésében.

Földtani viszonyok

A vizsgált terület a Nézsa–Csővári mezozoos rög közvetlen környezete (2. *ábra*). A területet zömében mezozoos karbonátos kőzetek építik fel (Dachsteini Mészkő, Csővári Mészkő, Vashegyi Dolomit, Pokolvölgyi Dolomit). Ezeknek a kőzeteknek a besorolása a területre jellemző erőteljes tektonikai igénybevétel és a kőzeteket ért utólagos átalakulások miatt sokszor bizonytalan. A kainozoikum idealizált rétegsorában a Gánti Bauxitra felső-eocén Szépvölgyi Mészkő, majd kiscelli korú Tardi Agyag, Hárshegyi Homokkő és Kiscelli Agyag, illetve egri korú Törökbálinti Homokkő települ. A Hárshegyi Homokkő alsóbb szintjeiben az infraoligocén denudáció nagy változatosságot mutató törmelékegyüttesében elsősorban tarka agyagképződmények fordulnak elő. A homok-agyag-kavics váltakozásából álló összletben a 20. század közepéig festékföldet bányásztak (NOSZKY 1938). Egy kevésbé ismert, de annál érdekesebb lokális harmadidőszaki képződmény a vas-hegyi uránindikáció. Az egykori Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) kutatási zárójelentéséből (SZILÁGYI 1968) kiderül, hogy a képződmény genetikájával kapcsolatban a vállalat kutatóinak körében megoszlanak a vélemények. Egyesek szerint hidrotermális eredetű, mások a cserszegtomaji előfordulással analógnak tartott, üledékes eredetről beszélnek. Az indikáció a Vashegyi Dolomit feltételezhetően tektonikus preformációt követően kialakult töbreibe bemosódott, bauxitszerű (de a nézsai bauxittal összetételében biztosan nem rokon) kaolinos agyag mellett található urántartalmú gibbsit. A gibbsit átlagos uránkoncentrációja 150–200 g/t, a legnagyobb urántartalom pedig eléri a 740 g/t-t! A töbörkitöltő kaolinos agyag átlagos U-tartalma 5–15 g/t (WÉBER 2000). A negyedidőszakban változatos üledékek (homok, agyag, agyagmárga, lösz) rakódtak le a területen. A Nézsa–Csővári-rög környezetének (tehát a vizsgált területnek) jellemző talajképződménye áthalmozott, lejtőhordalék eredetű erdőtalaj (ERDÉLYI-SZALÓKY & KAJCSA 1993).

A tektonikusan erősen igénybe vett területen halad át az ÉK–DNy-i csapású, a Darnó-vonallal párhuzamos Budai-vonal zónája. Az eocéntől többször is fácieshatároló szerepet betöltő szerkezeti vonal mentén zajlott le a Hárshegyi Homokkövet kovásító hidrotermális tevékenység, amely feltételezhetően az eocén–kora-oligocén utóvulkáni tevékenységgel volt összefüggésben. Ez a hatás – figyelembe véve a kalcedonerek egyre nagyobb gyakoriságát – a vonal délnyugati szárnya felé erősödő tendenciát mutat (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976).

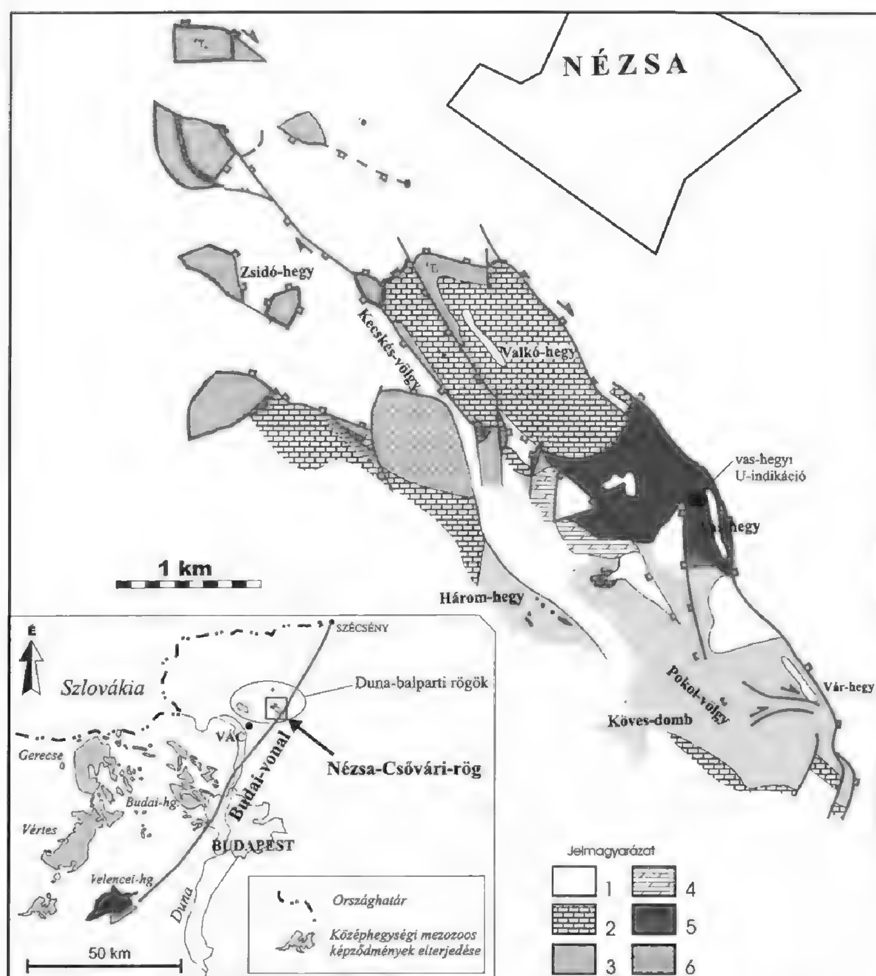
Vizsgálati módszerek és eredmények

Vizsgálataink tárgyául kettő, 5 méter mély fúrás maganyagát választottuk. A fúrási pontokat olyan lakóházak (Gesztenye utca /„G"/ és Árpád utca /„Á"/) közvetlen közelében jelöltük ki, ahol az éves átlagos radonszint évek óta

kiugróan magasnak mutatkozott, és a házak építőanyagai között (potenciálisan nagy urántartalmú) kőszénsalak nem fordult elő[2]. Az anyagvizsgálatokat megelőzően a fúrólyukakban és a házakhoz tartozó ásott kutakból származó vízből radonméréseket végeztünk. A fúrási szelvényeket és a fúrások anyagából a különböző anyagvizsgálati módszerekre szánt minták származási mélységeit a *3. ábrán* mutatjuk be.

Terepi és laboratóriumi radonmérések

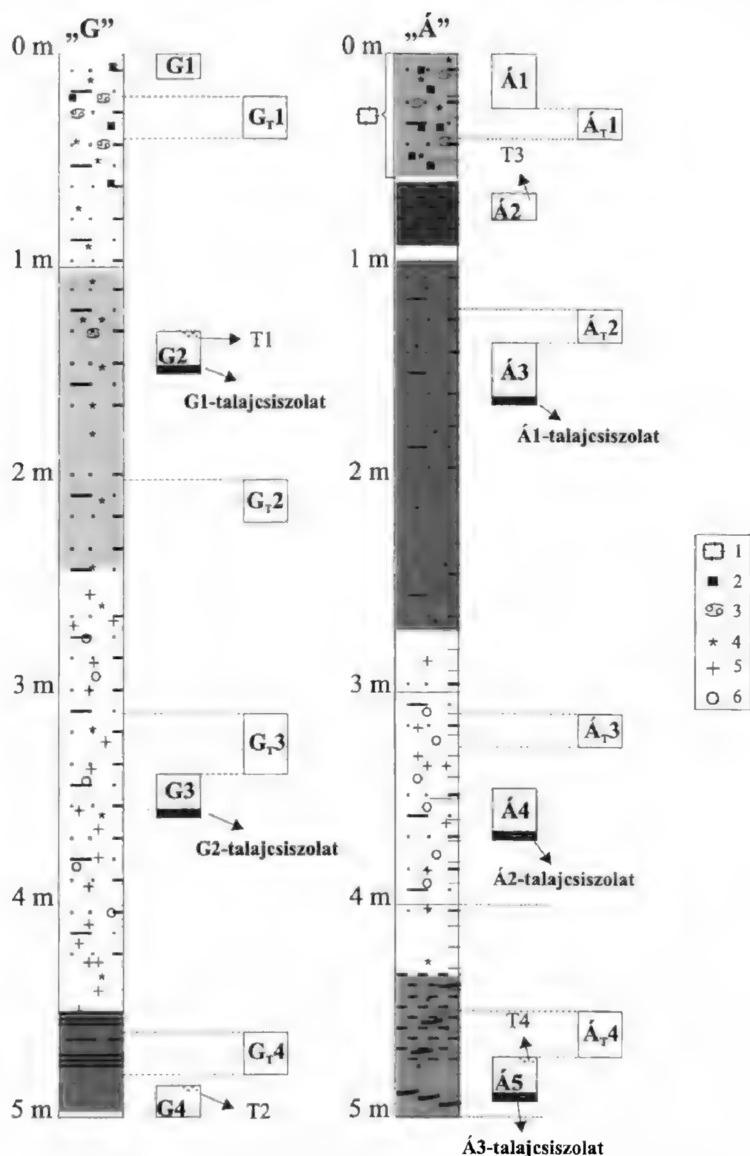
Az ELTE Atomfizikai Tanszék DURRIDGE gyártmányú, RAD-7 típusú Si félvezető detektoros hordozható műszerével mértük az általunk mélyített



2. ábra. A Nézsa–Csővári-rög egyszerűsített fedetlen földtani térképe. 1. oligocén képződmények, 2. Szépvölgyi Mészkő Formáció, 3. Csővári Mészkő Formáció, 4. Pokolvölgyi Dolomit Tagozat, 5. Vashegyi Dolomit Tagozat, 6. Dachsteini Mészkő Formáció

Fig. 2 Simplified geological map of the Nézsa–Csővár block without Quaternary formations

fúrólyukakban a talajlevegő radon-aktivitáskoncentrációját. A módszer lehetőséget nyújt a ^{222}Rn és a ^{220}Rn leányelemeinek (^{214}Po és ^{216}Po) egyidőben való



3. *ábra.* A különböző mintatípusok elhelyezkedései az „Á" és „G" jelű fúrási szelvényeken belül. Á1–Á5 és G1–G4: szemcseeloszlás meghatározás, mikromineralógia, nyomelemanalízis, elektronmikroszondás vizsgálat. $Á_T1$–$Á_T4$ és G_T1–G_T4: talajtípus vizsgálat, T1–T4: termikus vizsgálat. Jelmagyarázat: 1. feltöltött talaj, 2. antropogén törmelék, 3. növényi/állati maradvány, 4. csillám, 5. meszes hintés, 6. karbonátkonkréció

Fig. 3 Position of different sample types in the drill cores marked with "Á" and "G". Á1–Á5 and G1–G4: Determination of grain-size distribution, micromineralogy, trace-element analysis, electron microprobe analysis, $Á_T1$–$Á_T4$: soil type determination, T1–T4: thermal analysis. Legend: 1 disturbed soil, 2 mixed antropogenous debris, 3 biogenic remains, 4 mica, 5 disseminated calcareous fragments, 6 carbonate concretion

detektálására. A szívócsövet 1 méter mélységben helyeztük el, a mérési időt 10 percre állítottuk be, a mérést félórás időközönként ismételtük. A módszer megbízhatóságát előzetesen olyan szobák levegőjének mérésével teszteltük, ahol a saját mérési adatainkat össze tudtuk hasonlítani a hosszúidejű nyomdetektoros mérések legújabb eredményeivel. Megjegyezzük, hogy a radonkutatásban általánosan elterjedt talajgáz mérési módszer (vö. DAMKJAER & KORSBECK 1985) ettől az eljárástól annyiban különbözik, hogy esetünkben a talajgáz erős hígulást szenved, a műszer pedig ezt a „hígított" gázt méri. Ezért a mért adatok nyilvánvalóan alatta maradnak a „valódi" értékeknek. A vizsgálat eredményeit éppen ezért csak tájékoztató jellegűnek tekintjük. A mért értékeket az *I. táblázat*ban foglaltuk össze.

A talajvíz, azaz az ásott kutakból származó vízmintákban oldott radon aktivitáskoncentrációját folyadékszcintillációs méréstechnika felhasználásával vizsgáltuk. A módszer elvi alapjául szolgáló fizikai folyamat lényege a következő: a mérendő radioaktív anyag a szcintillátor „koktél" által oldott állapotban van. A radioaktív bomlás során keletkező α-, β-, illetve γ-részecskék ütközések során kinetikus energiájukat az oldószer molekuláinak adják le, amelyek így gerjesztett állapotba kerülnek. A gerjesztési energiát ezután továbbadják a szcintillátor molekulának, amely gerjesztés után alapállapotba jutva fotonokat bocsát ki. A keletkező fotonokat fotoelektronsokszorozó érzékeli. A szcintilláció alkalmával keletkező fotonok egy része elnyelődik a mintában, ezért az elméleti spektrum alakja mindig torzul: eltolódik a kisebb energiák felé. Ezt a jelenséget kioltásnak nevezik. Mivel az általunk detektálni kívánt α-bomlások tipikus energiája 5–8 meV között van, valójában a kioltásnak köszönhetően használhatjuk a berendezést α-bomlás észlelésére. A vizsgálatot az ELTE Atomfizikai Tanszékének CANBERRA PACKARD gyártmányú, Tri-Carb 1000 típusú folyadékszcintillációs spektrométerével végeztük. A mérési eljárás kalibrálását a tanszéken $RaCl_2$-oldattal végezték el. A sokcsatornás analizátor észlelési tartományát 25 keV és 900 keV közé állítottuk be. Szcintillációs folyadékként Optifluor-O koktélt alkalmaztunk. A vízből extrakció segítségével juttattuk az oldott radont a szerves fázisba. A módszer véletlen hibája nem haladta meg az 5%-ot (KASZTOVSZKY et al. 1996). A kutak a fúrási pontoktól két méteren belüli távolságban helyezkedtek el. A talajvíztükör a mintavétel időpontjában 10–15 m közötti mélységben volt, ebben a mélységben egyik kút rétegsora sem ismert. A talajvíz oldott radontartalma a „G" mintában 21,2 Bq/l, az „Á" mintában 17,4 Bq/l volt. Az eredményekből kiderül, hogy a kutakból származó víz igen csekély mennyiségű oldott radont tartalmaz, és hogy a beltéri aktivitáskoncentráció nem mutat korrelációt a vízben tapasztalt értékkel.

I. táblázat. Fúrólyukakban mért tájékoztató jellegű talajgáz radon és toron aktivitáskoncentráció értékek (kBq/m³). Az adatsorok időben egymás után következő mérések eredményeit mutatják

Table I Radon and thoron activity concentrations measured in drill holes (Bq/m³)

„Á"-jelű fúrólyuk		„G"-jelű fúrólyuk	
Radon (^{222}Rn)	Toron (^{220}Rn)	Radon (^{222}Rn)	Toron (^{220}Rn)
16,2	0,44	14,3	0,32
14,8	0,35	10,2	0,33
12,5	0,41	11,1	0,28
13,2	0,38	11,0	0,30
15,3	0,35	12,4	0,38
14,7	0,28	12,2	0,27
12,1	0,24	12,9	0,36
12,6	0,40	11,5	0,35
11,7	0,29	10,7	0,30
12,9	0,37	11,8	0,29

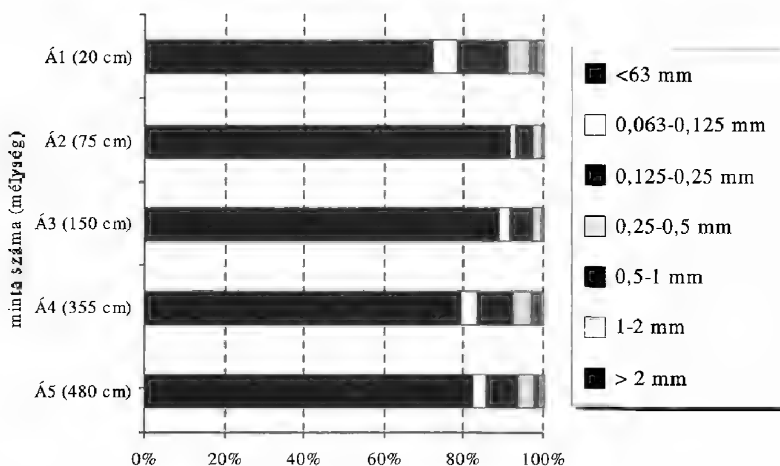
Kőzettani, talajtani és geokémiai vizsgálatok

Részletes üledekkőzettani és geokémiai vizsgálatokat végeztünk az általunk mélyített két fúrás maganyagán. A két ház közül az egyik („Á") tisztán vályog-, illetve vert fal anyagú, amíg a másik épületet („G") téglából, illetve vályogból építették. A vályog anyaga mindkét esetben a telekről származott (tehát a fúrással megegyező anyagú). A fúrások mindkét esetben vastag, agyagos talajréteget harántoltak. A magkihozatal mindkét fúrás esetében közel 100%-os volt. A Veszprém megyei Növényvédelmi és Talajegészségügyi Állomás (Csopak) munkatársai által mintáinkon elvégzett talajtípus vizsgálat szerint azok áthalmozott, lejtőhordalék eredetű (a szokásos „A-B-C" genetikai szintekkel nem jellemezhető, egységesen a „D"-szintbe sorolt) barna erdőtalajok.

A maganyagot a megfigyelt makroszkópos bélyegek alapján négy, illetve öt szakaszra osztottuk, a szakaszokból egyenként 100 gramm tömegű darabot desztillált vízben való áztatást követően szitasoron, rázógép segítségével, dezaggregálószer használata nélkül hét szemcseméret tartományra bontottuk (<0,063 mm; 0,063–0,125 mm; 0,125–0,25 mm; 0,25–0,5 mm; 0,5–1 mm; 1–2 mm; >2mm). A talaj erősen agyagos jellegét a vizsgálat jól alátámasztotta, hiszen a 0,063 mm alatti szemcsefrakció a minták 73–96%-át adta (*4–5. ábra*). Megjegyezzük, hogy az agyagfrakció a G1 illetve Á1 minták esetében tapasztalt alacsonyabb részarányát antropogén eredetűnek (művelés, feltöltés stb.) tekintjük, amely feltételezést a nyomelemvizsgálatok eredményei is alátámasztják (lásd később).

Az agyagfrakció nagy részaránya miatt ezt a szemcseméret tartományt röntgen pordiffrakciós módszerrel vizsgáltuk, hogy fényt derítsünk a mintákban esetleg megtalálható duzzadó agyagásványok jelenlétére. A vizsgálatot SCHUMANN et al. (1989) véleménye is indokolttá tette, amely szerint a szmektites összetételű talaj száradáskor erősen repedezik, ami nagyságrendekkel növeli meg a radon – amúgy agyagos közegben igen lassú – migrációs sebességét. A röntgen pordiffrakciós felvételek az ELTE Ásványtani Tanszékén készültek, SIEMENS D5000 típusú röntgendiffraktométerrel (csőfeszültség: 40kV, csőáram: 30 mA, sugárforrás: Cu Kα (l=1,54178 Å), monokromátor: hajlított grafit, goniométer: Bragg Brontano geometria q–q elrendezéssel). A minták agyagásvány-összetételére az a jellemző, hogy túlnyomórészt illit, szmektit és kevert szerkezetű illit-szmektitet tartalmaz, kisebb mennyiségben kaolinitet, elhanyagolható mennyiségben pedig kloritot lehetett kimutatni.

Termikus vizsgálatot végeztünk a minták szervesanyag-tartalmának meghatározására a 63 μm alatti szemcsetartományból. A minták közül kettő (Á2, G2) a fúrások felszínközeli részéből, a másik kettő (Á5, G4) pedig a talppontok közeléből származik. A vizsgálatot az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszéken, fotoregisztrációs MOM-derivatográffal végeztük el a következő kísérleti feltételek mellett: kerámia tégely, hőmérséklettartomány: 20–1000 °C, felfűtési sebesség: 10 °C/perc, levegő atmoszféra, érzékenység: DTA 1/10, TG 200, DTG 1/10, mintabemérés: 1 g. A derivatogramok minőségi értékelése a DTA-, mennyiségi értékelése a TG-, és DTG-görbék együttes vizsgálatával történt PÉCSINÉ DONÁTH (1975), FÖLDVÁRI (1986) és SZAKMÁNY (1987) munkáinak

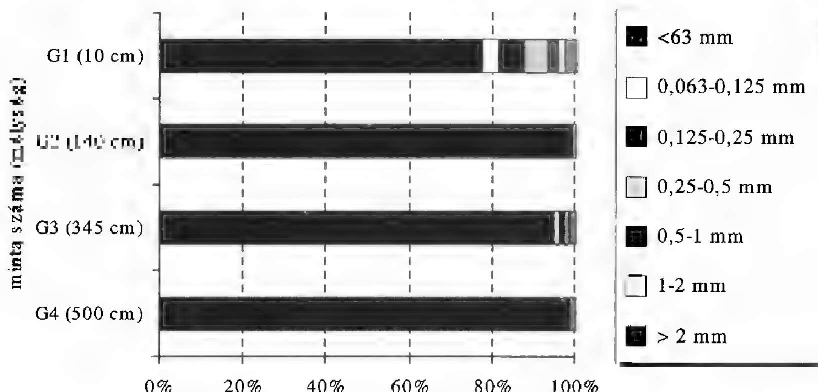


4. ábra. Az „Á" jelű fúrási minta szemcsefrakcióinak eloszlása a mélység függvényében

Fig. 4 Distribution of grain fractions as a function of depth (core sample "Á")

felhasználásával. Szervesanyag-tartalom a négy minta közül háromban nem volt kimutatható, az Á2 felszínközeli mintában 0,6% volt.

Részletes mikromineralógiai vizsgálatra a 0,125–0,25 mm-es szemcsetartomány ásványait választottuk. Bromoformos leválasztást követően (ρ=2,84 g/cm^3) vizsgáltuk a mintaegyüttest. A vizsgált szemcseméret tartományon belül az egyes minták között jelentős eltérések az összetételt illetően nem mutatkoztak, az előforduló nehézásványok a gyakoriság sorrendjében a következők: gránát, limonit, magnetit, amfibol, piroxén, turmalin, magnetit, csillám, klorit, rutil, epidot, zoizit, kianit, cirkon. A könnyűfrakció szemcséit kvarc, agyagásvány és karbonátásványok alkotják.



5. ábra. A „G" jelű fúrási minta szemcsefrakcióinak eloszlása a mélység függvényében

Fig. 5 Distribution of grain fractions as a function of depth (core sample „G")

Nyomelem-vizsgálatok (INAA, OES)

A neutronaktivációs analízissel (INAA) kimutatott nyomelemek közül az U, Th és ritkaföldfémek (RFF) mennyisége szolgáltatta a legfontosabb információt. A porított átlagmintákon végzett elemzések a BME Nukleáris Technikai Intézetében történtek a következő elemzési feltételek mellett: termikus neutronfluxus: $2*10^{12}$ ncm^{-2} s-1, besugárzási idő: 28800 s., reaktorteljesítmény: 100 kW, hűtési idő: 792120 s. A minták sugárzását 75 cm^3-es HPGe detektorhoz csatlakoztatott CANBERRA típusú analizátorral mértük. A mérési eljárás standardizálására Au-komparátor módszert alkalmaztunk (MOLNÁR et al. 1992). Mérési módszerünk megbízhatóságát nemzetközi standard mintákon (SRM, 1633a; GBW 07313) mért eredményekkel vetettük össze.

Az átlagminták, valamint három szemcsefrakció (<0,063 mm; 0,063–0,125 mm; 0,125–0,25 mm) egyes nyomelemeit (Y, Zr, Sc) optikai emissziós színkép-elemzéssel (OES) is nyomon követtük. A mennyiségi meghatározáshoz a mintákat Pd belső standardot tartalmazó szénporral 1:1 arányban kevertük, majd műgyantás hőkezelést követően egyenáramú ívvel teljes elpárolgásig gerjesztettük. A színkép felbontására ZEISS PGS-2 rácsspektrográfot, rögzítésére ORWO WU-3 színképlemezt használtunk. A kiértékelés háttérkorrekció és l-transzformáció alkalmazása mellett nemzetközi standard mintákra hitelesítéssel történt. Az adatok reprodukálhatósága 10–15 rel% (NAGYNÉ et al. 2000).

A nyomelem-vizsgálatok eredményeit a *II. táblázat*ban foglaltuk össze. Az összes vizsgált elemre valamint a szemcsefrakciókra vonatkozó adatsorok BARABÁS (2002) diplomamunkájában találhatók.

Elektronmikroszondás elemzés

A módszert a mintákban lévő lehetséges radon forrásásványok azonosítására használtuk fel. Három mintaelőkészítési módszert alkalmaztunk: (1) 0,125–0,25 mm-es nehézásvány frakcióból sztereomikroszkóp alatt válogatott szemcséket ágyaztunk műgyantába és készítettünk polírozott vékonycsiszolatot, (2) a 0,063 mm alatti szemcsetartományból válogatás nélkül állítottunk elő az előzőhöz hasonló csiszolatot, (3) a talajmintákból száraz csiszolásos és polírozásos eljárással készítettünk felületi csiszolatokat. A vizsgálatokat az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszéken, EDAX PV 9800 energiadiszperzív röntgenspektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük (20 kV gyorsító feszültség, 1–2 nA mintaáram). A spektrumok mennyiségi kiértékelése a készülék standardmentes műszerprogramjával készült, amely magában foglalja a mátrixhatást kiküszöbölő ZAF-korrekciót is (GOLDSTEIN 1992).

Az EDS spektrumok alapján a következő U-, Th-hordozó ásványfajokat tudtuk azonosítani: monacit, xenotim, cirkon, zirkellit, allanit. A monacit és a xenotim kivételével a többi ásvány csak elszórtan fordul elő a mintákban, bemutatásukkal itt részletesen nem foglalkozunk. Az előkészített mintatípusok közül a talajcsiszolatok bizonyultak a legcélravezetőbbnek, minthogy ezekben lehetett azonosítani az említett ásványokat a legnagyobb tömegben. A következőkben rövid jellemzést adunk a monacit és a xenotim szöveti és kémiai tulajdonságairól.

II. táblázat. Az Árpád és Gesztenye utcai fúrások különböző mélységeiből vett átlagmintáin végzett nyomelemvizsgálatok (INAA, OES*) eredménye a fontosabb nyomelemekre (g/t)
Table II Results of trace-element analysis (INAA, OES) for the most common elements (g/t). Measurements were performed on bulk samples of different depth, taken from drills at "Árpád" and "Gesztenye" streets*

minta neve (származási mélysége)	U	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Sc	(Sc)*	Y*	Zr*
Á1 (0,2m)	2,62	10,17	33,70	69,41	18,77	5,47	1,12	0,72	2,89	0,42	9,45	10	21	255
Á2 (0,75m)	2,74	11,47	36,77	75,09	25,86	6,03	1,28	0,82	3,06	0,46	11,78	11	22	205
Á3 (1,5m)	2,79	11,35	36,36	74,90	11,19	5,85	1,35	0,95	3,03	0,43	12,39	12	20	176
Á4 (3,55m)	2,27	10,64	33,16	67,47	23,88	5,38	1,21	0,81	2,68	0,38	11,53	11	19	206
Á5 (4,8m)	2,05	10,35	32,82	71,07	34,84	5,23	1,22	0,81	3,24	0,47	11,8	11	10	208
G1 (0,1m)	2,48	11,00	35,17	74,28	24,00	6,04	1,23	0,91	3,08	0,46	10,58	11	20	269
G2 (1,4m)	2,52	12,32	38,4	78,11	28,91	6,45	1,35	1,02	3,05	0,43	13,83	13	28	221
G3 (3,45m)	2,28	10,35	34,08	68,88	28,02	5,86	1,26	0,78	3,29	0,075	11,69	11	25	192
G4 (5,0m)	2,16	12,03	34,93	78,36	22,60	5,90	1,11	0,79	2,83	0,40	13,55	12	18	211

A 124 db azonosított monacitszemcse alapján elmondható, hogy a monacit leggyakrabban csupán szemcsefragmentumként van jelen a mintákban. Mérete általában néhány µm-től 10–15 µm-ig terjed, és csak kivételes esetekben éri el a 40–50 µm-t. Legtöbbször homogén, zónásság vagy egyéb inhomogenitás nem jellemzi. Mindig repedezett, vagy már szétesőben lévő fragmentumai szétúszva figyelhetők meg a befoglaló agyagos mátrixban. A megvizsgált szemcsék 59%-a tartalmaz U-t és/vagy Th-ot. A mennyiségi elemzés alapján megállapítható, hogy az UO_2-tartalom 1,05–5,6 m% között változik, amíg a ThO_2 mennyisége 1,51–7,55 m% közötti (*III. táblázat*). Egyes szemcsék esetében azt tapasztaltuk, hogy az átalakultság fokában és az U-tartalomban egy szemcsén belül is határozott különbség mutatkozott és a jobban átalakult fázisban mértük a nagyobb U-koncentrációt (*6. ábra*).

A monacitnál jóval ritkább, de a potenciális radon forrásásványok között a másik uralkodó ásvány a xenotim. A 24 db vizsgált szemcsére jellemző, hogy a monacithoz igen hasonló alaki megjelenésűek. A szemcsék 29%-a tartalmaz U-t és/vagy Th-ot. Méretük 2 µm és 40 µm között változik (*7. ábra, I. tábla*).

A vizsgálati eredmények értékelése

A nyomelemvizsgálatok eredményeit a *II. táblázat*ban foglaltuk össze. A nyomelemanalízis során bebizonyosodott, hogy a minták U-, Th-koncentrációja (U: 2,1–2,8 ppm; Th: 10,2–12,3 ppm) nem haladja meg sem TAYLOR & MCLEAN (1995) által a kontinentális kéregre vonatkoztatott klarkértékeket (U: 2,8 ppm; Th: 10,7 ppm), sem TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) által agyagos üledékekre megadott átlagokat (U: 3,7 ppm; Th: 12 ppm).

A mikroszondás elemzések során olyan U-, illetve Th-tartalmú ritkaföldfém- és egyéb ásványokat azonosítottunk, amelyek a radon potenciális forrásásványai lehetnek. Számos monacit és xenotim szemcsét, valamint elszórtan cirkont, zirkelitet és allanitot találtunk a talajszelvények anyagából készült csiszolatokban és preparátumokban. Egyes ásványszemcsék szöveti- és összetételbeli tulajdon-

III. táblázat. Elektronmikroszondás mérésekkel kapott tájékoztató összetételek monacit szemcsékre (m/m %). Az oszlopok tetején a minta száma és a szemcse azonosítója olvasható. Ny: nyomokban található, nem mérhető mennyiségben jelen lévő elem

Table III Chemical composition of monazites by the electron microprobe analysis (w/w %). On the top of the columns the name of samples and the grain's ID are shown. Ny: non-detectable amount

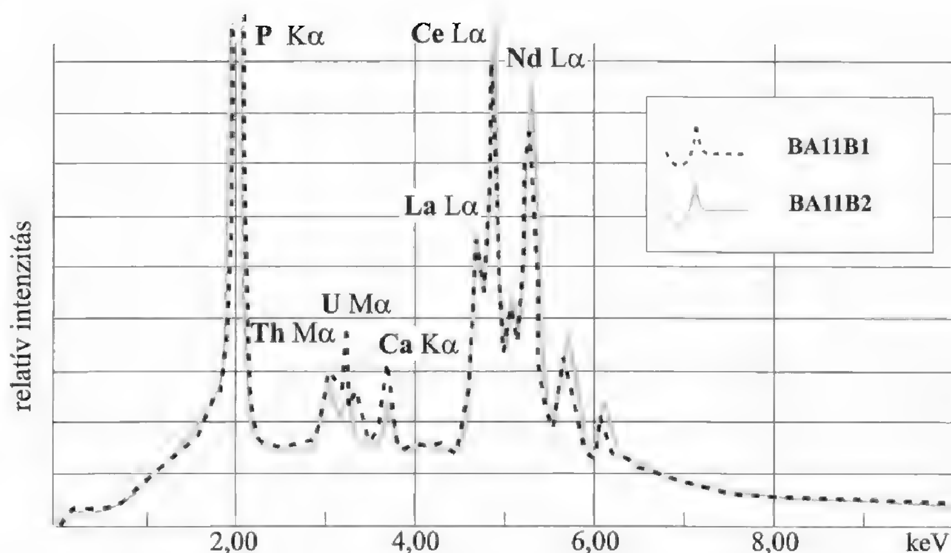
Szemcse	BA09A1	BA09B1	BA09C1	BA09E1	BA10A1	BA10B1	BA10C1	BA10D1
minta	Á3	Á3	Á3	Á3	Á1	Á1	Á1	Á1
P_2O_5	30,58	29,86	29,50	30,60	33,20	30,59	31,05	29,64
ThO_2	2,56	3,42	3,59	1,51	4,20	2,75	Ny	4,24
UO_2	Ny	1,26	1,05	Ny	2,10	Ny	Ny	Ny
CaO	0,86	1,00	Ny	Ny	Ny	Ny	Ny	Ny
La_2O_3	17,35	15,92	16,50	19,74	16,18	18,88	23,65	18,59
Ce_2O_3	35,42	33,89	36,66	37,94	30,77	31,89	37,30	30,94
Nd_2O_3	10,63	12,42	10,50	8,10	10,85	12,48	7,98	13,55
Pr_2O_3	2,6	2,23	2,21	2,13	2,7	3,41	Ny	3,03
Totál	100,00	100,00	100,01	100,02	100,00	100,00	99,98	99,99

Szemcse	BA10F1	BA10G1	BA11A1	BA11B1	BA11B2	BA11E1	BA12A1	BA12D1
minta	Á1	Á1	Á2	Á2	Á2	Á2	G1	G1
P_2O_5	29,03	29,63	29,78	34,42	29,11	30,70	32,03	31,12
ThO_2	4,87	Ny	7,55	3,95	4,41	3,90	5,64	7,29
UO_2	3,58	Ny	2,41	5,06	2,64	2,67	2,37	3,07
CaO	Ny	Ny	2,07	2,09	Ny	Ny	1,66	2,44
La_2O_3	17,32	19,03	14,32	14,98	16,48	17,50	16,63	14,64
Ce_2O_3	30,95	36,17	29,76	28,01	31,56	33,14	29,34	28,66
Nd_2O_3	11,28	11,28	11,01	9,61	13,42	9,96	10,12	10,21
Pr_2O_3	2,97	3,89	3,11	1,89	2,38	2,12	2,19	2,56
Totál	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	99,99	99,98	99,99

ságai arra utalnak, hogy másodlagos folyamatok során azok U-, illetve Th-tartalma megváltozhatott (*6. ábra*).

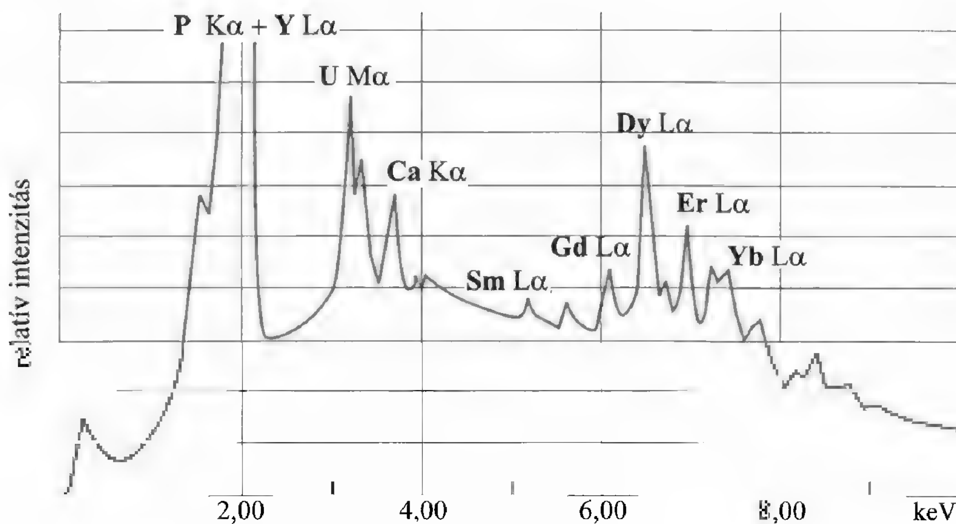
A fúrólyukakban történt talajgázmérések adatai alapján megállapítható, hogy a talajszelvény közvetlen radonforrásként működhet, mert a rövid felezési idejű toron izotópot is sikerült detektálni (I. táblázat) (vö. KUNZ et al. 1989). Az ásott kutakból származó vízminták elemzése megerősítette, hogy a talajvíz nem tartalmaz jelentős mennyiségű oldott radont (vö. KASZTOVSZKY et al. 1996). A radon mélyebb zónákból való származásának lehetőségét mindez kizárja.

A röntgen pordiffrakciós vizsgálat során a talajban duzzadó agyagásvány (szmektit) jelenlétét lehetett megállapítani. Ennek fontossága abban keresendő, hogy a duzzadó agyagásványok száradásakor előálló talajrepedezettség a radon migrációs képességét megsokszorozhatja, ezzel segítve annak a házakba való bejutását.



6. ábra. Monacitszemcsén belüli átalakulási jelenség. A szemcse mállott (BA11B1) és kevésbé mállott (BA11B2) részéről készült EDS-spektrum. Jól látható, hogy a magasabb U-tartalom a mállottabb zónához kapcsolódik. A tájékoztató kémiai összetétel a III. táblázatban olvasható

Fig. 6. Alteration phenomena in monazite. EDS-spectrum of the grain's more weathered (BA11B1) and less weathered (BA11B2) parts. It can be clearly seen that the higher U content is related to the more weathered zone. Chemical compositions are shown in Table III



7. ábra. U-tartalmú xenotim szemcse EDS-spektruma (Á3-talajcsiszolat)

Fig. 7 EDS-spectrum of U-bearing xenotime ("Á3" polished section)

A radon eredetének kérdése: diszkusszió

A bemutatott vizsgálati eredmények alapján felvetődik a kérdés, hogy a nézsai lakóházakban kialakult radonanomáliáért a megmintázott talajszelvényben található ritkaföldfém- és egyéb, az elemzések során kimutatott U-Th-tartalmú ásványfázisok-e a felelősek?

A fúrólyukakban végzett talajgáz mérések bizonysága szerint a talajszelvény tényleg működhet közvetlen radonforrásként, mert nemcsak a radont (^{222}Rn), de annak igen rövid felezési idejű (51 s) izotópját, a toront (^{220}Rn) is sikerült detektálni, amely képződési helyétől nem juthat messzire (KUNZ et al. 1989). Ha az ásott kutakból származó talajvíz mintákon végzett vizsgálat eredményét összevetjük azzal a ténnyel, hogy a talajvíztükör a mintavétel időpontjában jóval mélyebben volt (10–15 m), mint a vizsgált talajszelvény legmélyebb pontja (5 m), akkor megalapozottnak tekinthető az az elgondolás, miszerint a vizsgált talajszelvény U- és Th-tartalmú járulékos ásványai adják az egyedüli radonforrást. Ugyanis, amennyiben a mélyebb helyzetű (a talajvízzel adott időben közvetlen kontaktusban lévő) képződmények is jelentős radonforrásként működnének, annak a talajvíz oldott radontartalmában meg kellene mutatkoznia (vö. KUCZI 1994).

Mindezek után egy másik kérdés is felmerül: mi a radon forrásaként szolgáló ásványegyüttes eredete? Kanyarodjunk vissza az ezzel kapcsolatba hozható földtani tényezőkhöz, a Budai-vonal tektonikus zónájához és a vas-hegyi uránindikációhoz. Bár a vas-hegyi töbrökben feltárt urántartalmú összlet genetikája tisztázatlan, elképzelhető, hogy a Vas-hegyen (vagy annak tágabb környezetében) olyan fizikokémiai körülmények alakultak ki, amelyek hozzájárultak egyes üledékek uránkoncentrációjának megnövekedéséhez. Ismeretes, hogy az urán, a vas-hegyi töbrök területén nemcsak a gibbsitben, de magában a töbörkitöltő kaolinites agyagban is koncentrálódik, valamint a Vas-hegy más hasonló korú üledékeiben, például az egykori okkerbánya festékföldjében is „indokolatlanul" magas koncentrációt ér el (BALOGH 1998). A Budai-vonal ebben a folyamatban játszott szerepe a már tárgyalt, a Hárshegyi Homokkő kovásodását előidéző hidrotermás hatásban (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976) keresendő (amennyiben elfogadjuk az urántartalmú gibbsit hidrotermás eredetének magyarázatát). Bármilyen genetikai „forgatókönyv" szerint is játszódott le a folyamat, belátható, hogy az urán-tartalmú oldatokkal való átitatódás nem lokális jelenség lehetett, hanem feltételezhető egy viszonylag kiterjedt, uránban gazdagodott mállási takaró létrejötte, amelynek mállásterméke ma a vizsgált területen megtalálható.

Lehet-e kapcsolatot találni az egykor kialakult, uránban gazdagodott mállási takaró és a vizsgálataink során kimutatott U-Th-hordozó ritkaföldfém-tartalmú ásványok eredete és genetikája között?

A talajtípus vizsgálat eredménye megerősítette a területről már korábban is leírtakat, miszerint a vizsgált talajszelvény nem in situ kifejlődés, hanem áthalmozott eredetű lejtőtörmelék típusú talajféleség, amely agyagos-homokos oligocén üledékeken alakult ki (ERDÉLYI SZALÓKI & KAJCSA 1993). A vizsgált anyag ásványos összetételének mikromineralógiai vizsgálata során a mintában található

nehézásványok magmás és metamorf eredetre utaltak (l. a mikromineralógiai részt). Mivel a szűkebb földtani környezetben ilyen kőzettípusokat nem ismerünk, mindenképpen az üledékciklusba került és akár többszöri áthalmozáson átesett elegyrészekről – valószínűleg a talaj eredeti alapkőzetének, például a Hárshegyi Homokkőnek vagy a heteropikus fáciesű Kiscelli Agyagnak az eredeti összetevőiről – lehet szó. Utóbbi kifejlődések KASZANITZKY (1956) nehézásvány-vizsgálatai szerint valóban magmás és metamorf eredetűek.

Felvetődik a kérdés, hogyan és hol alakultak ki az áthalmozott talajszelvényben található radon forrásásványok? Elképzelhető, hogy a Budai-vonal mentén feláramló hidrotermális oldatokhoz kapcsolódó ritkaföldfém-dúsulás során a mállási szelvényben képződött (kicsapódott) ásványokról lehet szó. Ennek igazolására vagy cáfolására a monacitokon való kormeghatározás megnyugtató választ adhatna. Jelenlegi ismereteink alapján azonban valószínűbb, hogy az ásványok elsődleges (magmás) eredetűek, amelyek detritális elegyrészként kerültek a mállási szelvénybe, ahol később, felszíni folyamatok során átalakultak. A mikroszondás vizsgálatok során egyes monacit szemcsékben talált – a szöveti kép alapján valószínűsíthető – többfázisú mállási és újrakristályosodási jelenségek (*I. tábla*), valamint az ezekhez kapcsolható U-koncentráció egyértelmű növekedése mindenképpen alátámasztani látszik azt az elgondolást, miszerint a monacitok urántartalma (ha korábban volt egyáltalán) másodlagos folyamatok eredményeként megváltozott. Hasonló jelenségeket írtak le korábban BURJÁN és munkatársai (2002) is gránitos területek mállási kérgében (gránitmurvában) talált ritkaföldfém-tartalmú ásványokkal (allanit, ritkaföldfém-foszfátok) kapcsolatban. Ismeretes, hogy mállási folymatok során átalakult járulékos ásványok igen fontos szerepet tölthetnek be egyes nyomelemek, mint az U, Th, valamint a ritkaföldfémek megkötésében (KOPPI et al. 1996; NICAISE et al. 1996). De PUTTER et al. (1999) továbbá rámutat arra, hogy a dél-belgiumi Mons-medence foszfátdús írókrétájának egyes mállási szelvényeiben az U és a ritkaföldfémek megkötésében az elemi adszorpciónál nagyobb jelentőségű mechanizmus az egyedi ásványszemcsék elemmegkötő képessége. Hasonlóképpen, karsztüregeket kitöltő agyagos üledékek kaolinitlemezein ülő mikroméretű, átkristályosodott, U-gazdag monacitszemcsékről is beszámolnak (De PUTTER et al. 1999, 2002), szintén belgiumi példán. Mindezek tükrében a radon elsődleges forrásásványának tekinthető monacittal kapcsolatban felvázolt átalakulási folyamatok nagyon is valószerűnek tűnnek az általunk kutatott területen.

A radon egyéb lehetséges forrásait keresve ismét a terület tektonikai viszonyaihoz célszerű visszanyúlni. Itt nem csupán a Budai-vonal zónájáról érdemes szót ejteni, hanem a vizsgált terület és környezetének már említett, tektonikusan igen szélsőségesen felszabdalt jellegéről is. Számos irodalmi adat mutat rá, hogy erősen tektonizált zónák esetében – valamint a felszín alatti jelentősebb diszkontinuitások mentén általában – igen jellemző lehet a radon transzport útvonalainak szinte korlátlan jelenléte miatt kialakuló anomális beltéri radonszint (DEFFEYES & MACGREGOR 1980; GUNDERSEN et al. 1988, 1992). Nézsa község határában néhány éve felfedezett barlang szintén e felszín alatti jelenségek sorát hosszabbítja. HAKL et al. (1996) magyarországi barlangi radonmérések

során is arra a megállapításra jutott, hogy a karsztos területeken a radon migrációs képessége (a felszín alatti vizek transzportja révén) megnövekedik.
Mindazonáltal annak lehetősége, hogy a vizsgált területen a fenti tektonikai adottságok, valamint a karsztképződmények közrejátszanának a nézsai radonanomália kialakulásában, az előbbiekben leírtak figyelembevételével erősen megkérdőjelezhető.
Mindezek tükrében tehát a Nézsán mért radonanomália kialakulásáért a talajszelvényben talált radon forrásásványok tehetők felelőssé.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk MOLNÁR Zsuzsának, BALLA Mártának és BÓDIZS Dénesnek a BME Nukleáris Intézete tanreaktorában elvégzett értékes vizsgálatokért. Az ELTE Atomfizikai Tanszékének köszönjük, hogy rendelkezésünkre bocsátották mérőműszereiket, és hasznos elméleti- és gyakorlati tanácsokkal láttak el munkánk során. Az ELTE Ásványtani Tanszékének a röntgendiffrakciós vizsgálatokért, a Veszprém megyei Növényvédelmi és Talajegészségügyi Állomásnak a talajmintákon végzett talajtípus vizsgálatokért tartozunk köszönettel. Dr. NAGY Bélának a terepi együttműködést szeretnénk ezen a helyen megköszönni. Hálával tartozunk a nézsai BALOGH István tanár úrnak és feleségének, akik a témának elkötelezetten, kitűnő hely- és emberismeretükkel, sokszor szabadidejüket feláldozva segítették munkánkat. Végül megköszönjük lektorainknak, HÁMOS Gábornak (MECSEKÉRC Rt.) és DEZSŐ Zoltánnak (DE-ATOMKI) a cikk pontosítását elősegítő megjegyzéseiket.

Ez a munka az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék Litoszféra Fluidum Kutató Labor 14. publikációja.

Irodalom – References

BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. – *Földtani Közlöny* **106**, 257–275.

BALL, T. K., CAMERON, D. G., COLMAN, T. B. & ROBERTS, P. D. 1991: Behaviour of radon in the geological environment: a review. – *Quarterly Journal of Engineering Geology* **24**, 169–182.

BALOGH J. 1998: A levegő radonaktivitáskoncentrációjának és szintváltozásának mérése, elemzése a nézsai eredmények alapján 1994–1997. – BME, Szakdolgozat, 71 p.

BANKS, D., RØYSET, O., STRAND, T. & SKARPHAGEN, H. 1995: Radioelement (U, Th, Rn) concentrations in Norwegian bedrock groundwaters. – *Environmental Geology* **25**, 165–180.

BARABÁS, A. 2002: A Nézsa-Csővári-rög környezetében tapasztalt radon anomália eredetének geokémiai vizsgálata. – Diplomamunka, ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 81 p.

BURJÁN, Zs., NAGY-BALOGH, J., GÁL-SÓLYMOS, K. & SZABÓ, Cs. 2002: Spectrochemical study of potential source minerals of radon anomaly. – *Microchemical Journal* **73**, 47–51.

DAMKJAER, A. & KORSCBEK, U. 1985: Measurement of the emanation of radon-222 from Danish soils. – *The Science of the Total Environment* **45**, 343–350.

DEFFEYES, K. S. & MACGREGOR, I. D. 1980: World uranium resources. – *Scientific American* **242**, 66–76.

DE PUTTER, TH., CHARLET, J-M. & QUINIF, Y. 1999: REE, Y and U concentration at the fluid-iron oxide interface in late Cenozoic cryptodolines from Southern Belgium. – *Chemical Geology* **153**, 139–150.

De Putter, Th., André, L., Bernard, A., Dupuis, Ch., Jedwab, J., Nicaise, D. & Perruchot, A. 2002: Trace element (Th, U, Pb, REE) behaviour in a cryptokarstic halloysite and kaolinite deposit from Southern Belgium: importance of "accessory" mineral formation for radioactive pollutant trapping. – *Applied Geochemistry* **17/10**, 1313–1328.

Erdélyi-Szalóki J. & Kajcsa M. (Eds) 1993: Pest megye környezeti jellemzői III. – Közép-Duna-völgyi Környezetvédelmi Főfelügyelőség, Budapest, 361 p.

Földvári, M. 1986: A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek. – *Módszertani Közl.* **9/1**, MÁFI kiadvány, 86 p.

Goldstein, J. I. 1992: Scanning Electron Microscopy and Microanalysis. 2nd Edition – Plenum Press, New York, London, 1992.

Gundersen, L. C. S., Reimer, G. M. & Agard, S. F. 1988: The correlation between geology, radon in soil gas, and indoor radon in the Reading Prong. – In: Marikos, M. (Ed.): Proceedings of the GEORAD Conference. Geological Causes of Radionuclide Anomalies. Missouri Department of Natural Resources Special Publication No. 4, 91–102.

Gundersen, L. C. S., Schumann, R. R., Otton, J. K., Dubiel, R. F., Owen, D. E. & Dickinson, K. A. 1992: Geology of radon in the United States. – In: Gates, A. E., Gundersen, L. C. S. (Eds): Geologic controls on radon. *The Geological Society of America Special Papers* **271**, 88 p.

Hakl, J., Csige, I., Hunyadi, I., Várhegyi, A. & Géczi, G. 1996: Radon transport in fractured porous media – experimental sudy in caves. – *Environmental International* **22**, Suppl. **1**, S433–S437.

Kaszanitzky F. 1956: Az alsóoligocén (Hárshegyi) homokkő ásvány-kőzettani vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **86/1**, 244–256.

Kasztovszky, Zs., Kuczi, R. & Szerbin, P. 1996: On the Natural Radioactivity of Waters in Hungary. – *Central European Journal of Occupational and Environmental Medicine* **2/4**, 335–347.

Koppi, A.J., Edis, R., Field, D. J., Geering, H. R., Klessa, D. A. & Cockayne, D. J. H. 1996: Rare earth element trends and cerium-uranium-manganese associations in weathered rock from Koongarra, Northern Territoty, Australia. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 1695–1707.

Köteles, Gy. 1994: Radon a környezetünkben. – *Fizikai Szemle* **1994/6**, 233–240.

Kuczi, R. 1994: Wells in Mátraderecske (In Hungarian). – Student Competition Project.

Kunz, C., Laymon, C. A. & Parker, C. 1989: Gravelly soils and indoor radon. – In: Osborne, M. C. & Harrison, J. (Eds): Proceedings of the 1988 EPA Symposium on Radon and Radon Reduction Technology, v. 1, Oral Presentations: Environmental Protections Agency Publications 600/9-89-006A, 5-75 – 5-86.

Majoros, Gy. 1997: A mecseki lelőhelyen kívüli uránkutatás Magyarországon. – *Földtani Kutatás* **1997/3**, 15–18.

Molnár, Zs., Keömley, G., Bódizs, D. & Lengyel, Z. 1992: Application of neutron activation analysis in the Institute of Nuclear Techniques of Technical University of Budapest. – *Periodica Polytechnica Ser. Physics.* **1/1**, 45–64.

Nagy, B.-né, G. Sólymos, K., Balogh, Z. Zs., Szabó, Cs. & Molnár, Zs. 2000: Radonanomália komplex vizsgálata a Sajó–Hernád térségben. – *Magyar Kémiai Folyóirat*, **106/5–6**, 213–219.

Nicaise, D., De Putter, Th., André, L., Jedwab, J. & Dupuis, Ch. 1996: Néoformation de phosphates nanométriques de terres rares en altération acide de basse température: implications pour le piégeage des terres rares, de l'uranium et du thorium. – *C.R. Acad. Sci. Paris* **323**, 113–120, série IIa.

Noszky J. 1938: A dunabalparti hegyrögök környezetének geológiai viszonyai. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1936–38**. *évekről*/**1**, 473–501.

Pécsi-Donáth, É. 1975: A termikus elemzésekről. – Kézirat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest.

Schumann, R. R., Owen, D. E. & Asher-Bolinder, S. 1989: Weather factors affecting soil-gas radon concentrations at a single site in the semiarid western U.S. – In: Osborne, M. C. & Harrison, J. (Eds): Proceedings of the 1988 EPA Symposium on Radon and Radon Reduction Technology, Volume 2, Poster presentations. U.S. Environmental Protection Agency Report EPA/600/9-89/006B, 3-1-3-13.

Szakmány, Gy. 1987: Geochemistry of soil and subsoil interaction at Mezőnagymihály, NE Hungary. – *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **13**, 21 p.

SZILÁGYI, Á. 1968: Jelentés a 125. sz. légianomália (Csővár) kutatási munkálatairól – Kézirat, MÉV Adattár, 143 p.
TAYLOR, S. R. & MCLEAN, S. M. 1995: The geochemical evolution of the continental crust. – *Reviews in Geophysics* **33**, 241–265.
TÓTH, E. 1999: Radon a magyar falvakban. – *Fizikai Szemle* **1999/2**, 44–49.
TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major unites of the Earth's crust. – *Bull. Soc. Geol. Amer.* **72/2**, 175–191.
WÉBER, B. 2000: A Duna-balparti rögök uránföldtani kutatása. – Kézirat, MÉV-adattár.

Kézirat beérkezett: 2002. 11. 23.

Végjegyzetek:

1 A becquerel (Bq) a radioaktív anyagok aktivitásának mértékegysége. 1 Bq másodpercenként egy radioaktív bomlásnak felel meg. Az aktivitáskoncentráció (pl. Bq/m^3) ugyanezen értéket egységnyi térfogatra vonatkoztatva adja meg.

2 Egyes magyarországi kőszenekben kiemelkedően magas uránkoncentrációt mutattak ki. A kréta korú ajkai kőszénben az U koncentrációja az 1000 g/t-t is elérheti, de a középhegységi eocén szenekben is mértek akár több száz g/t-s értékeket (MAJOROS 1997)! A Nézsán felhasznált kőszénsalak eredete tisztázatlan.

Táblamagyarázat – Explanation of Plate

1. U- és Th-tartalmú monacitszemcse visszaszórt elektronképe. A befoglaló agyagos aggregátum szemcse a G2 minta 0,063 mm alatti szemcsetartományból származik
   Backscattered electron image of U and Th-bearing monazite. The clayey aggregate, which contains the monazite grain, belongs to the <0,063 mm fraction of the "G2" sample

2. U- és Th-tartalmú monacitszemcse visszaszórt elektronképe. A szemcse mállottabb része (1) lényegesen több uránt tartalmaz, mint a kevésbé mállott rész (2), (G2-talajcsiszolat)
   Backscattered electron image of U and Th-bearing monazite. More weathered part of the grain (1) contains significantly more uranium than the less weathered part (2) ("G2" polished section)

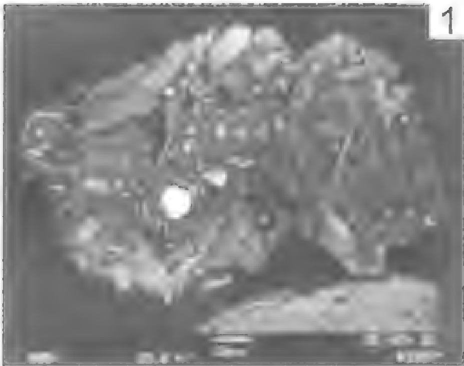
3. Mállófélben lévő U-tartalmú xenotimszemcse visszaszórt elektronképe
   Backscattered electron image of U-bearing, weathering xenotime

4. U-tartalmú töredezett allanit visszaszórt elektronképe (Á1 talajcsiszolat)
   Backscattered electron image of fractured, allanite ("Á1" sample)

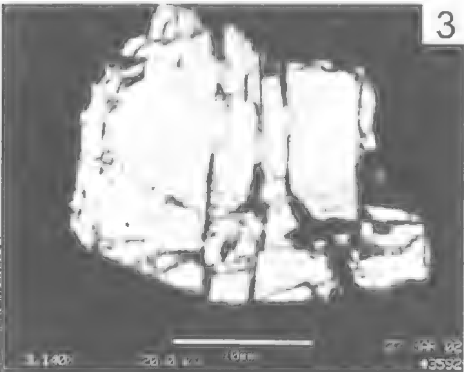
5. U- és Th tartalmú zirkelitszemcse visszaszórt elektronképe (Á3 talajcsiszolat)
   Backscattered electron image of U and Th-bearing zirkelite ("Á3" polished section)

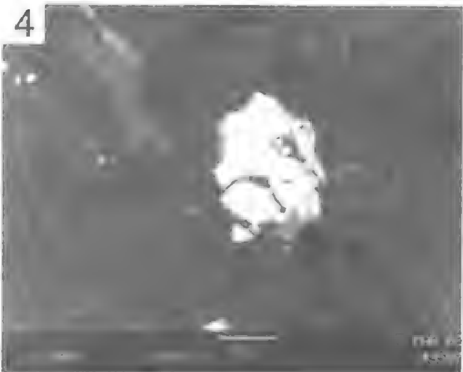
6. U- és Th-tartalmú cirkonszemcse visszaszórt elektronképe. A befoglaló szemcse a G3 minta 0,063 mm alatti frakciójából származó agyagagglomerátum
   Backscattered electron image of U and Th-bearing zircon. The clayey aggregate, which contains the zirkon grain, belongs to the <0.063 mm fraction of the "G3" sample

I. tábla – Plate I













Földtani Közlöny 133/3, 363–382 (2003) Budapest

Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai-öblében: a Kállai Homok nyomfosszíliái és szedimentológiai bélyegei

Episodic deposition in the Kálla bay of Lake Pannon: sedimentology and trace fossils of Kálla Sand

BABINSZKI Edit[1] – SZTANÓ Orsolya[1] – MAGYARI Árpád[2]

(14 ábra)

Tárgyszavak: tavi üledék, nyomfosszíliák, Pannon-tó, viharüledékek
Keywords: lacustrine deposits, trace fossils, Lake Pannon, storm deposits

Abstract

Examples of episodic deposition and pauses are presented from the Late Miocene (about 10.5 Ma) outcrops of Lake Pannon (at Hegyesd, Diszel and Kisörspuszta). Between the major feeders shallow lacustrine embayments and wind-dominated sandy shores (Kálla Sand) were formed. Although the biota of Lake Pannon was widely studied, less attention was paid to the trace fossils in its various facies.

At Hegyesd cyclic repetition of cross-laminated, horizontally laminated fine sands with simple vertical or Y-shaped burrows and structureless (fully bioturbated) fine sands were formed. Towards the top of the outcrop both the length and the density of the burrows increases. The traces are mainly *Skolithos* isp. and *Polykladichnus* isp. The above structures indicate a well balanced rhytm of relatively slow current energy, high current energy (storm deposits), followed by pauses of deposition, when opportunistic species speedily colonized the sandy substratum.

Near Diszel very well sorted fine sand is found with hummocky cross-bedding occasionally. In a 2 m thick unit pine cones are dispersed within the sand. At the uppermost part of the outcrop limonitic concretions mark the bedding. The HCS clearly points to stormy periods.

At Kisörspuszta very well-sorted fine sand is found with repeated limonitic colouring and cementation. No sedimentary structures can be observed most likely due to excellent sorting. However, spacing, thickness and intensity of limonitic cementation increases upwards, parallel with the appearance and increasing density of vertical to winding horizontal burrows. U-shaped and small funnel-like forms were also described.

Although the lack of physical sedimentary structures prohibits direct correlation, the stratigraphic and geographic position as well as similarities in their ichnofacies may indicate a close palaeogeographic relation between these three outcrops of Kálla Sand. They may have been formed in the agitated water of the shoreface, slightly above the wave base, where storm deposition was followed by quiet periods with the appearance of burrowing biota. The low diversity of the traces, the dominance of Domichnia in the form of *Skolithos* isp. and *Arenicolites* isp. points to the lacustrine occurrence of the *Skolithos* ichnofacies.

Összefoglalás

A Pannon-tó késő-miocén (kb. 10,5 millió év) üledékei között szép példákat láthatunk az epizodikusan meginduló, majd szünetelő üledékképződésre (Hegyesd, Diszel és Kisörspuszta feltárásaiban). A fő torkolatvidékek között sekély öblök és szélfútta fövenypartok (Kállai Homok)

[1]ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c (babinszki.edit@geology.elte.hu, sztano@ludens.elte.hu)
[2]Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia u. 14. (magyari@mafi.hu)

alakultak ki. Bár a Pannon-tó ősmaradványainak vizsgálata hosszú múltra tekint vissza, a különböző fáciesekben előforduló nyomfosszíliák jóval kevesebb figyelmet kaptak eddig.

A hegyesdi feltárásban keresztlemezes, síklemezes, egyszerű függőleges, vagy Y-alakú járatokat tartalmazó finomhomok és üledékes szerkezet nélküli (teljesen bioturbált) finomhomok rétegek ciklikus váltakozása figyelhető meg. A kibukkanó rétegsorban felfelé haladva a járatok száma és hossza növekszik. A megjelenő nyomfosszíliák nagy része a *Skolithos* és a *Polykladichnus* isp.-be sorolható. A fent említett üledékes szerkezetek kis áramlási energia, majd nagy áramlási energia (viharüledékek) és végül az őket követő üledékképződési szünet ritmikus váltakozását jelzik. Az üledékképződés szüneteiben opportunisztikus közösség tagjai népesítették be a homokos aljzatot.

Diszel közelében nagyon jól osztályozott finomhomok bukkan a felszínre, melyben helyenként buckás keresztrétegzés figyelhető meg. Egy kb. 2 méter vastag rétegben fenyőtobozok halmozódtak fel. A feltárás felső részén limonitos konkréciók jelölik ki a rétegzést. A buckás keresztrétegzés pontosan jelzi a viharos időszakokat.

Kisörspusztáról kitűnően osztályozott finomhomok előfordulás ismert, melyben vörösre színezett, limonittal cementált rétegek ismétlődnek. A kitűnő osztályozottság miatt üledékes szerkezet nem, vagy alig látható. A rétegsorban felfelé azonban, a limonitos cementáltság gyakorisága, vastagsága és intenzitása növekszik. Ezzel párhuzamosan megjelennek, és egyre gyakoribbá válnak az egyszerű függőleges és a vízszintesbe hajló, hajladozó járatok. U-alakú, valamint kis, tölcsér-alakú formák is megfigyelhetők.

A rétegtani és földrajzi helyzet, valamint az ichnofáciesek hasonlósága egyaránt jelzi a Kállai Homok e három feltárásának paleogeográfiai kapcsolatát, az üledékszerkezetek hiánya ellenére is. Az üledékek a külső parthomlok mozgatott vízében rakódhattak le, kicsivel a hullámbázis felett, ahol a viharüledékek kialakulását követő nyugodt periódusokban járatkészítő élőlények népesítették be az aljzatot. A nyomok alacsony diverzitása, a *Skolithos* és *Arenicolites* lakójáratok gyakorisága a *Skolithos* ichnofácies tavi előfordulását jelzi.

Bevezetés

A Pannon-tó gazdag endemikus faunája bőségesen szolgáltatja a kor vagy fáciesjelző ősmaradványokat, elsősorban molluszkákat (KORPÁSNÉ HÓDI 1998; MAGYAR et al. 1999a). Ezek azonban a viszonylag nagy energiájú környezetben lerakódott Kállai Formáció homok-kavics rétegeiben szerény mennyiségben találhatók és egyértelműen jelzik az erősen mozgatott, sekély vizet (MAGYAR 1988). A Pannon-tó üledékeiben előforduló nyomfosszíliák a testfosszíliáknál jóval kevesebb figyelmet kaptak. SZÓNOKY (1978; SZÓNOKY et al. 1999) pontosabban meg nem határozott járatokat mutatott be peremi és nyíltvízi lerakódású pannon üledékekben. JÁMBOR (1980) a nyíltvízi Száki Agyagmárgából kétféle, viszonylag nagy gyakorisággal előforduló nyomot ismertetett: a *Spirosiphonella pannonicát* és a *Minisiphonella transdanubicát*, melyek valószínűleg a *Diplocraterion* alakkörhöz tartoznak. Ugyancsak JÁMBOR (1980) figyelt fel a Somlói Formációban helyenként tömegesen megjelenő *Arenicolites*ekre, majd MÜLLER P. és MAGYAR I. irányították figyelmünket a ma már feltöltött Kozma utcai téglagyári gödör járataira (SZTANÓ et al. 2002). A partközeli homokos fáciesek nyomfosszíliáit szisztematikusan eddig nem tárgyalta egyetlen tanulmány sem. Ez nem is olyan meglepő, ha tudjuk, hogy a nem-tengeri (túlsósvízi, félsósvízi, édesvízi, szárazföldi) nyomok nemzetközi irodalma is viszonylag szerény múltra tekint csak vissza (pl.: BROMLEY & ASGAARD 1979; BUATOIS & MÁNGANO 1998). Néhány hazai oligocén–miocén lelőhely sekélytengeri nyomfosszíliáinak feldolgozása után (BABINSZKI 2000, 2002) vettük észre a feltűnő hasonlóságot a fentiek és az alább bemutatandó pannóniai feltárások nyomegyüttesei között.

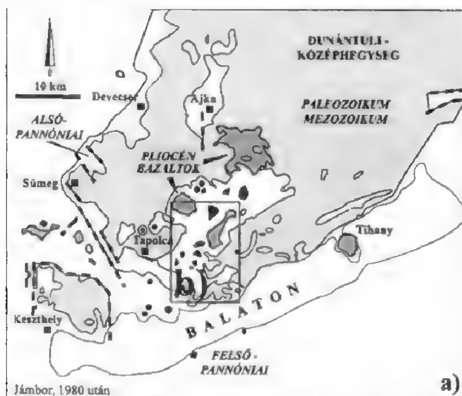
Földtani felépítés

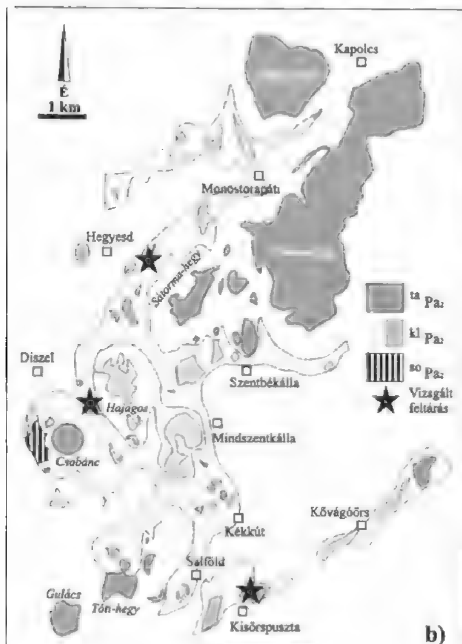
A Keszthelyi-hegység, a Tapolcai-medence és a Káli-medence környékén kavics, nagy tisztaságú kvarchomok(kő), valamint szublitorális eredetű aleurit képviselik a pannóniai üledékeket (JÁMBOR 1980, 1989, 1997; BENCE et al. 1990; BUDAI et al. 1999), melyeket a Kisbéri, Kállai és Somlói Formációkba soroltak. Utóbbi kettő JÁMBOR (1980) szerint egymás heteropikus fáciesei, míg a legújabb rétegtani eredmények szerint a Kállai Formáció a *Lymnocardium conjugens* zónába, a Somlói pedig a *Congeria praerhomboidea* zónába tartozik, így közöttük kb. 1 millió év korkülönbség mutatható ki (MAGYAR et al. 1999b). A legutóbbi térképezés eredményeként a korábban (BENCE et al. 1990) Kisbéri Kavicsként ismert képződményeket átsorolták a Kállai Formációba, míg az abráziós parti kavicstesteket Diási Formáció néven különítették el (BUDAI et al. 1999).

A Kállai Homok típusos előfordulásai ismertek a Káli-medencéből (*1. ábra*), ahol perm–triász korú alaphegységre települnek (JÁMBOR 1980; BIHARI 1984). Az üveghomok-kutatás eredményeként szemcseösszetétele és nehézásvány-tartalma alapján három rétegtani szintbe sorolták (BIHARI 1984):

1. „alsó”: közepesen osztályozott, apró-, középszemcsés (0,1–0,6 mm) tiszta, karbonát- és vasmentes homok, mely tóperemi öblökben rakódott le;
2. „középső”: kitűnően osztályozott, aprószemcsés (0,1–0,2 mm) homok; valamint
3. „felső”: homokos kavics, kavicsos homok, melyet BIHARI (1984) folyóvízi üledékként értelmezett.

Az „alsó” homok a Salföld közeli fejtési tavakban, valamint a káptalantóti–kékkúti vonulatban fordul elő. Valószínűleg ebbe a tagozatba sorolható a vizsgált hegyesdi feltárás anyaga is (de ennek bizonyítására további kőzettani





1. ábra. A Kállai Formáció ($^{kl}Pa_2$), a Somlói Formáció ($^{so}Pa_2$) és a fedő bazaltok ($^{ta}Pa_2$) elterjedése a Káli-medencében és környékén (JÁMBOR 1980; BIHARI 1984 és BUDAI et al. 1999 nyomán).

Fig. 1 The occurence of Kálla ($^{kl}Pa_2$) and Somló Formation ($^{so}Pa_2$) and the overlying basalts ($^{ta}Pa_2$) in the Káli Basin (after JÁMBOR 1980; BIHARI 1984 and BUDAI et al. 1999)

vizsgálatok szükségesek). A „középső" homok jól nyomozhatóan, szinttartóan 150–200 m tengerszint feletti magasságban fordul elő (l. JÁMBOR 1980; BUDAI et al. 1999) Hegyesd, Monostorapáti, Diszel, Mindszentkálla, Szentbékálla környékén a bazalt hegyek „szoknyáját" alkotva, valamint a Kisörspuszta–Kővágóörs kőtenger vonulat alatt megbújva. A jól ismert „kőtengerek" kvarcitja részben a „középső" szint felső részében, részben a „felső" szintben alakult ki.

Szedimentológiai jelenségek

Hegyesd

A falutól délre, a Macska-dombon kis felhagyott homokbánya tárja fel a Kállai Formáció apró-, középszemcsés homokját (2. *ábra*). A homokban háromféle rétegzési típus ciklikus váltakozása figyelhető meg (3. *ábra*):

– C: keresztlemezes, ritkán kúszó keresztlemezes, 5–10 cm vastag homok, amely a feltárás alján járatmentes, felül azonban járatokkal átszőtt;

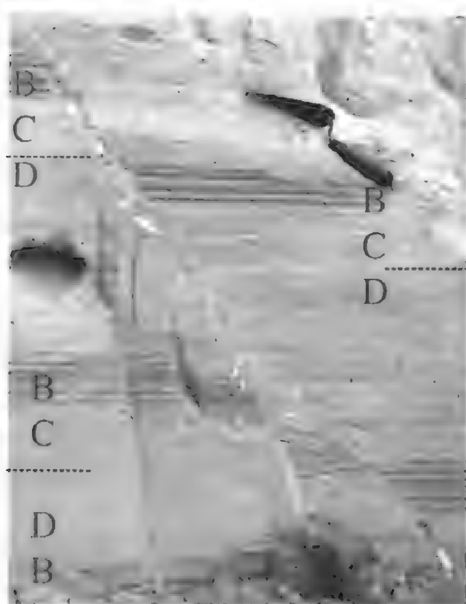
2. *ábra*. Hegyesd, macska-dombi felhagyott homokbánya szedimentológiai rétegoszlopa

Fig. 2 Sedimentological columnar section of the Hegyesd, Macska-domb outcrop

– B: síklemezes, 10–40 cm vastag homok, darazsinórós homok, melyben egyszerű függőleges vagy Y-alakú, homokkitöltésű, vékonyabb (1–2 mm) – vastagabb (0,5–2 cm) járatok találhatók (*4. ábra*) és

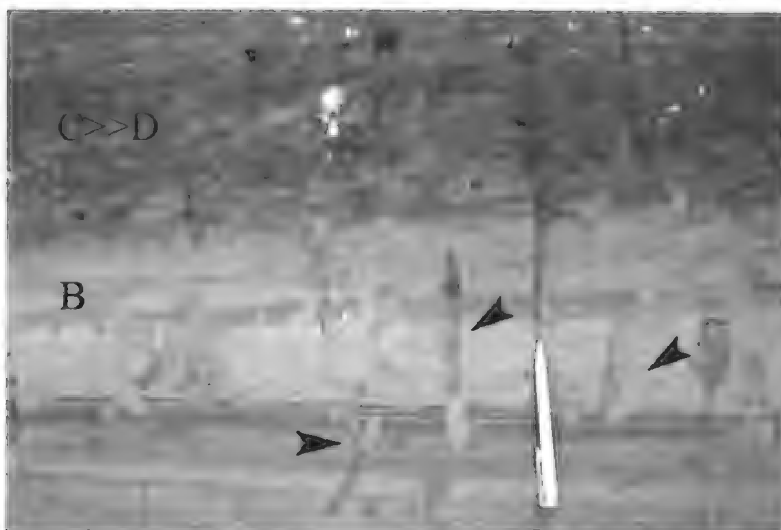
– D: szerkezet nélküli, teljesen bioturbált homok, egyenetlen, látszólag eróziós talppal, néhol „csüngő" járatokkal (*5. ábra*).

A ciklusok CBD, CD vagy BC formában jelennek meg, helyenként csonkák. Míg a keresztlemezes C tag mérsékelt áramlási energiát (csendes áramlási tartományt /L/), a B tag gyors áramlást /U/ jelez (vö. ALLEN 1984), addig a D tag ülepedési viszonyait nem ismerjük, mert az elsődleges üledékszerkezeteket a bioturbáció eltüntette. Viszont a rendkívül intenzív bioturbáció feltehetően viszonylag hosszantartó, nyugodt aljzatállapotra utal (vö. BROMLEY 1990, pp. 201–204). A feltárásban felfelé haladva nő a járatsűrűség, és a járatok hossza is.



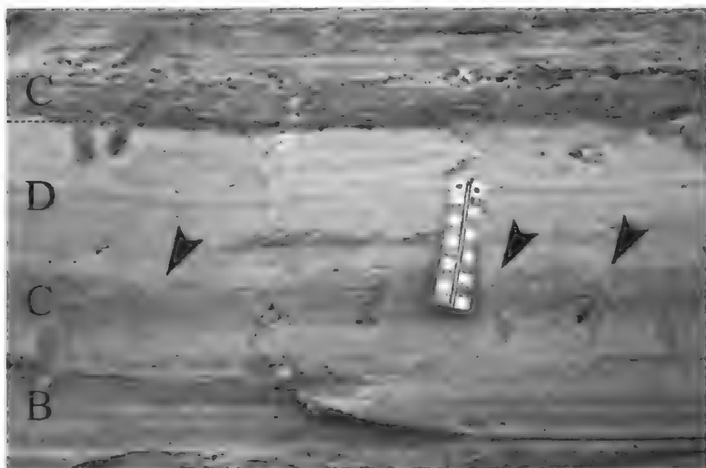
3. ábra. Hegyesd, keresztlemezes (C), síklemezes (B) és szerkezet nélküli, teljesen bioturbált homok (D) ciklikus váltakozása. A síklemezes homokban elszórtan *Skolithos*ok láthatók

Fig. 3 Cyclic repetition of cross-laminated (C), horizontally laminated (B) and structureless, fully bioturbated sand (D) at Hegyesd. Skolithos isp. were found occasionally in the horizontally laminated sand



4. ábra. Hegyesd, nagyméretű *Skolithos*ok és Y-alakú *Polykladichnus*ok a síklemezes (B) és a járatokkal sűrűn átszőtt keresztlemezes homokban (C>>D)

Fig. 4 Large-sized Skolithos and Y-shaped Polykladichnus in the horizontally laminated (B) and in the laminated-to-scrambled sand (C>>D) at Hegyesd



5. ábra. Hegyesd, egyszerű függőleges és tölcsér alakú (*Monocraterion* isp.) járatok a sík lemezes (B), keresztlemezes (C) és teljesen bioturbált (D) rétegek váltakozásánál

Fig. 5 Simple small vertical and funnel-shaped (Monocraterion isp.) burrows (arrows) at the alternation of horizontally laminated (B), cross-laminated (C) and the fully bioturbated sand (D)

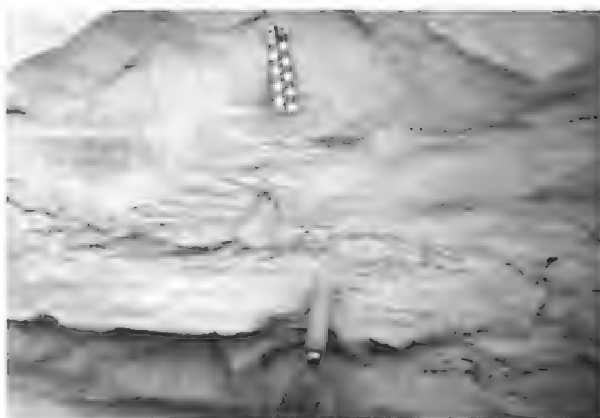
Diszel

Diszeltől délre, a Hajagos keleti lejtőjén található bánya (*6. ábra*) kitűnően osztályozott, vakító fehér, aprószemcsés homokja első látásra nem sok üledékszerkezetet mutat. Ez általában jellemző a kitűnő osztályozottságú anyagra, hiszen a mikrorétegzettséget a csekélyke szemcseméret-fluktuáció mutatná a legjobban. Mindössze egy fél méter vastag szintben lehetett megfigyelni rétegzést, részben a jelentősebb mennyiségű szénült növényi maradványnak köszönhetően itt buckás keresztrétegződés mutatkozott (*7. ábra*). Ez a szerkezet lapos, elmosott felszínű, víz alatti dűnék jellemzője, melyek a hullámbázis alatt pélittel váltakozó homokrétegekben, a hullámbázis közelében pedig összeolvadó homokrétegekben szoktak előfordulni, és vihar keltette kiáramlások hozzák létre őket (vö. JOHNSON & BALDWIN 1986).

A diszeli homokbánya másik sajátos képződménye az a kb. 2 m vastag apróhomok, amelyben elszórtan fenyőtobozok, illetve azok lenyomatai találhatók. A tobozok hossztengelyeinek irányai meglehetősen szórnak, melyből egyedül az ÉK–DNy-i irányok maradnak ki (*6. ábra*). Bár az egykorú mediterrán éghajlatot jelző tobozmaradványok kerültek már elő Mindszentkálla környékén a kvarcitból (MAGYAR 1988), szinttartó, tömeges megjelenésük magyarázatot igényel. Mindszentkállán valószínűleg folyamatosan vethette partra a vízbe került és átázott tobozokat a hullámverés, melyek a parti zónában a kavicszsinórokkal együtt temetődhettek be. A diszeli előfordulás azonban egyszeri, nagyobb mennyiségű toboz bemosására, jó megtartási állapotban való betemetődésére utal. Ez bekövetkezhetett például viharok alkalmával, mikor a szél sok tobozt sodort egyszerre a vízbe, s azok magukat megszívva és lesüllyedve a vihart kísérő

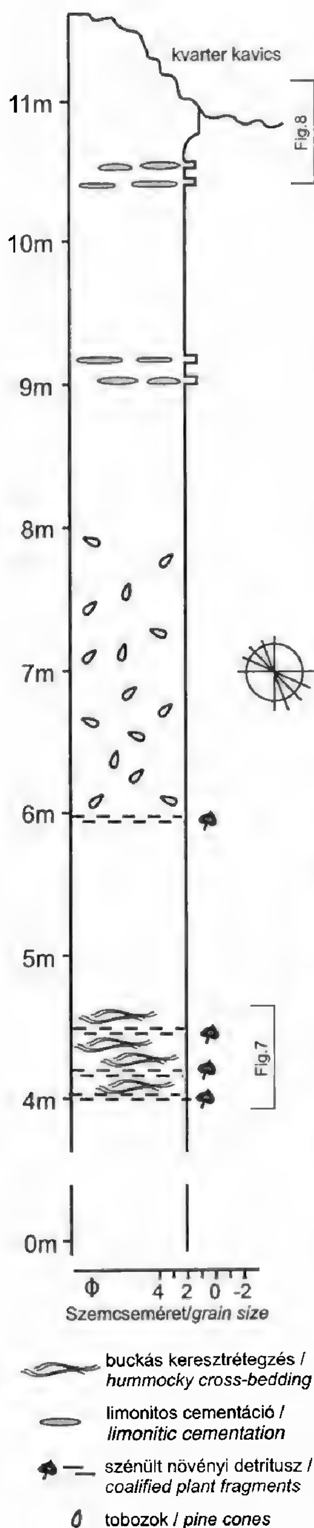
fenékvíz-visszaáramlással a parttól távolabbra, viszonylag nyugodtabb környezetbe kerülve ülepedtek le.

A feltárás felső részén, két szintben is előfordulnak kb. rétegpárhuzamosan elhelyezkedő, limonittal cementált, vékony, lapos táblás vagy rúd alakú konkréciók. Semmilyen üledékszerkezet, vagy biogén eredetű struktúra nem figyelhető meg ezekben a szintekben. A homok szemcsemérete itt valamivel durvább (középszemcsés) és kissé rosszabbul osztályozott az alatta levőnél, mely magyarázhatja a cementáltságot. Hasonló „rudacskákat, homokkőtöviseket" ismerünk a fehérvárcsurgói üveghomok lelőhelyről is. A diszel környékén tanulmányozott rétegsort bazaltkavicsos kvarter fedi, markáns diszkordanciával, hasonlóan a hegyesdi feltáráshoz (*8. ábra*).



7. ábra. Diszel, finom növényi maradványok által kijelölt buckás keresztrétegzés kitűnően osztályozott fehér homokban

Fig. 7 Hummocky cross-stratification indicated by fine plantdetritus in very well sorted white sand at Diszel



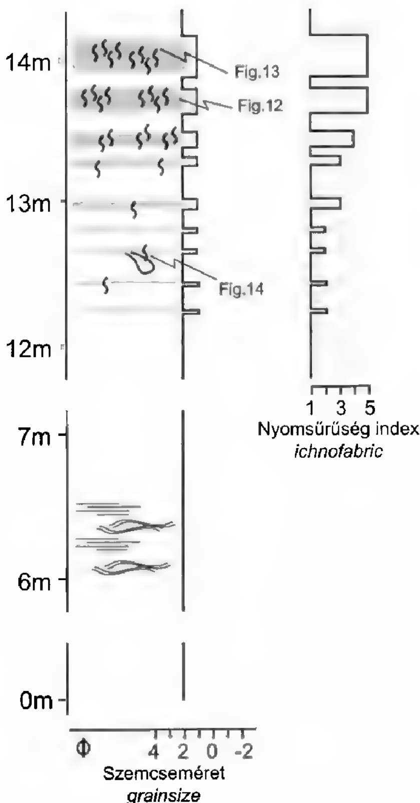
6. ábra. ← Diszel, felhagyott homokbánya szedimentológiai rétegoszlopa

Fig. 6 Sedimentological columnar section of the outcrop at Diszel



8. ábra. Hegyesd, bazaltkavicsos negyedidőszaki üledék diszkordáns települése a pannóniai Kállai Formáció felett

Fig. 8 The Pannonian Kálla Formation is overlain by Quaternary fluvial beds made up of basalt pebbles at Hegyesd



9. ábra. A kisörspusztai felhagyott homokbánya szedimentológiai rétegoszlopa.

Fig. 9 Sedimentological columnar section at Kisörspuszta sand-pit

Kisörspuszta

Kisörspusztán, a víz alatti homokfejtések fölötti fehér, aprószemcsés homok kb. 15 m vastag szelvényét vizsgáltuk meg. Akárcsak Diszelen, a kitűnő osztályozottságnak köszönhetően rétegformákat – nehézásványok dúsulása által kirajzolt síklemezességet, hullámos keresztlemezességet –, itt is csupán egyetlen helyen sikerült megfigyelni (*9. ábra*). A feltárás felső része limonitsávos, limonittal cementált rétegekből áll. Felfelé haladva két kb. 2–3 m-es sorozatban is megfigyelhető a vastartalom, a cementáltság és a limonitos rétegek vastagságának növekedése (*10. ábra*). Ezzel párhuzamosan, a legfelső sorozatban megjelennek, és egyre gyakoribbá válnak az egyszerű függőleges, a vízszintesbe hajló kanyargós (*12. ábra*) és az U-alakú (*13. ábra*), homokos kitöltésű járatok.

A fenti limonitsávos, aprószemcsés homokkifejlődés a kőtenger kvarcitjának védelmében KÉK felé Kővágóörsig folytatódik (*11. ábra*). A Kis-Hegyestű tövében felhagyott fejtés kvarcit tömbjei alatt pedig megfigyelhető az aprószemcsés homok kavics-, darazsinóros rétegekkel való válta-



10. ábra. Limonitsávos, limonittal cementált homokrétegek sűrűsödő ciklusa Kisörspuszta déli bányafalán. A felső négy vastagabb réteg járatokkal sűrűn átjárt

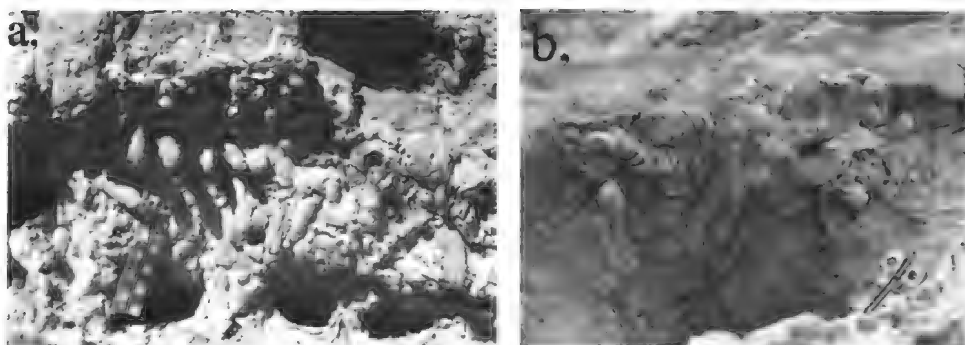
Fig. 10 Upwards increasing intensity of limonitic colouring and cementation of sand layers in the southern wall at Kisörspuszta. The four uppermost thick layers contain most of the burrows



11. ábra. Limonitsávos homok a már megszűnt kővágóörsi feltárásban (fotó: FÓRIÁN SZABÓ 1984)

Fig. 11 Limonitic sand in an annihilated outcrop at Kővágóörs (by courtesy of FÓRIÁN SZABÓ 1984)

kozása. A dara, darás kavics rétegek hullámosan, néhány szemcse vastagságú lapos fűzérekben helyezkednek el.



12. *ábra.* Kisörspuszta. a, kipreparálódott *Skolithos*ok és *Polykladichnus*ok az egyik erősen vasas rétegben. b, Kanyargós, homok kitöltésű járatok egy cementált réteg talpán

Fig. 12 a, Skolithos isp. and Polykladichnus isp. in a strongly limonitic sand layer. b, Winding, horizontal sand-filled burrows at the base of a cemented bed, at Kisörspuszta



13. *ábra.* Kisörspuszta, U-alakú *Arenicolites*ek a feltárás erősen limonitos felső részében

Fig. 13 U-shaped Arenicolites in the limonitic upper part of the outcrop, at Kisörspuszta

Környezeti értelmezés a szedimentológiai bélyegek alapján

Az üledékek szemcsemérete mindenképpen partközeli környezetre utal. A kővágóörsi kavicszsinóros kifejlődés jelzi talán a legsekélyebb vizet, magát a tópartot, ahol a víz szélén, sarló alakban a partra sodort gyöngykavicsok halmozódhattak fel. A másik három feltárás kissé mélyebb vizet, illetve valamivel nagyobb parttávolságot jelez. A buckás keresztrétegzés azon kevés üledékszerkezet közé tartozik, mely egyértelműen jelzi a keletkezés körülményeit. Pélit közé települő, buckás keresztrétegzésű homok a hullámbázis-viharbázis közötti átmeneti zónát jelzi, ahol a buckásság viharok alkalmával alakul ki. A pélit

hiányával létrejövő, összeolvadó buckásság a hullámbázis feletti mélységben, a parthomlok külső szegélyére jellemző (JOHNSON & BALDWIN 1986).

A hegyesdi feltárásban szintén viharüledékeket, úgynevezett tempesztiteket (vö. SEILACHER & AIGNER 1991) figyelhetünk meg. Ezek belső szerkezete – keresztlemezesség, síklemezesség vagy hullámos lemezesség, keresztlemezesség (CBC) – a turbiditekhez hasonlóan az áramlási sebesség változását jelzi. A keresztlemezes homoktagok (C) a vihar kiváltotta egyirányú áramlások kezdeti gyorsulását, a síklemezesség (B) a leggyorsabb áramlási sebességű állapotot jelzik, a rövid időhöz képest jelentős üledékmennyiség lerakódásával kísérve. A tempesztitekre jellemző, hogy a vihar elmúltával megjelennek a bioturbáló szervezetek, és fentről lefelé haladva átdolgozzák a vihar során lerakott üledékeket. A nyugalmas időszak hosszával arányosan akár teljesen el is tüntethetik a viharra utaló elsődleges üledékszerkezeteket (D). Ez kitűnően látszik a legfelső hegyesdi CBC-sorozaton, ahol a felső C szinte teljesen zavart, alig-alig látszik ki az eredeti struktúra. A feltárásban lejjebb található CBD sorozatokban pedig valóban el is tűnt. Viharok és nyugalmi periódusok váltakozása szintén hullámbázis körüli szituációt jelez, valószínűleg a hullámbázisnál kissé mélyebb vízben. Itt a nyugalmi periódusban pélit lerakódása volna "normális", a homokosság a Kállai-öböl morfológiájával, méretéhez képest nagyobb vízmélységével, és/vagy a nagy mértékű üledékbehordással függhet össze. Mindkét feltárásban felfelé nő a nyomok sűrűsége, ami pedig azt jelezheti, hogy egyre hosszabb volt a nyugalmi időszak, azaz talán kicsit mélyült az üledékgyűjtő.

Nyomfosszíliák megjelenése az üledékekben

Hegyesd

A hegyesdi feltárásban ciklikusan megjelenő finomhomok síklemezes tagjában (B) nagy számban jelennek meg nyomfosszíliák (*4. ábra*). A kisebb méretű *Skolithos*ok elsősorban a síklemezes egység tetején, a masszív homokból kiindulva figyelhetők meg. Ezek viszonylag ritkák, számuk a feltárásban felfelé haladva nem változik, sőt látszólag csökken. A felsőbb részeken ugyanis a teljesen bioturbált homok (D) belenyes a síklemezes egység tetejébe (*5. ábra*), s ezzel eltünteti a nyomokat. A nagyobb méretű *Skolithos*ok és a *Polykladichnus*ok száma és hosszúsága felfelé haladva nő. Ezt jelzi a nyomsűrűség index változása is, mely a síklemezes egységekben kezdetben 2-es (a nyomok csak elvétve fordulnak elő) (vö. *3. ábra*), a feltárás tetején pedig már a 4-es értéket (az eredeti üledékes szerkezet 40–60%-a megsemmisült, vö. *4. ábra*) is eléri (*2. ábra*).

A síklemezes homok után következő rétegben az élőlények minden üledékes szerkezetet eltüntettek, teljesen bioturbált, szerkezetmentes homok keletkezett (D). Ennek alja nem egyenes, néhol akár 12 cm mélyen is belemar az alatta lévő, még rétegzett üledékbe. Viszonylag ritkán, de ezen a teljesen bioturbált egységen belül is megfigyelhetők a járatok, melyek azonban valószínűleg fiatalabb, felsőbb rétegekből erednek és hatolnak le.

A keresztlemezes rétegekből (C) teljesen hiányoznak a nyomok, a bioturbációnak semmi jele nincs.

Kisörspuszta

Kisörspusztán a limonitosság növekedésével párhuzamosan nő a nyomfosszíliák gyakorisága, melyet jól mutat a nyomsűrűség index növekedése. A feltárás alján található limonitos részeken a nyomsűrűség index értéke 2 (csupán elvétve fordulnak elő járatok), felfelé haladva fokozatosan nő, majd a feltárás tetején eléri a maximális, 5-ös értéket (vö. *12. ábra*) (az eredeti üledékes szerkezet teljesen megsemmisült) (*9. ábra*).

A gyakorisággal párhuzamosan a járatok típusa is változik. Alul csupán függőleges, a limonitos részből lenyúló *Skolithos*okat találunk, felfelé haladva a vasas részben is megjelennek elsősorban függőleges és ferde járatok, melyeknek néhol vízszintes részei is előfordulnak. E mellett a felsőbb részeken megjelennek U-alakú *Arenicolites*ek, Y-alakú *Polykladichnus*ok (*13. ábra*) és néhány kisebb, tölcsér-alakú nyom is.

A feltárás alsó részén egy gerinces állat által készített járatrendszer (*14. ábra*) is megfigyelhető, mely a többi nyomfosszíliával egykorú. Erre utal, hogy a járatot egy *Skolithos* keresztülszeli.



14. ábra. Kisörspuszta, gerinces állat által készített járatrendszer a feltárás alsó részében. Megfigyelhető a járatot szelő *Skolithos* (nagy nyíl), mely a két járat egyidejűségét jelzi

Fig. 14 Vertebrate burrow-system in the lower part of the outcrop, at Kisörspuszta. The Skolithos which pass through the burrow (large arrow) indicate the contemporarity of the two burrows

A nyomfosszíliák rendszertani leírása

Ichnogenus Skolithos HALDEMAN 1840
Skolithos isp.

A hegyesdi feltárásban megjelenő egyszerű, elágazás nélküli, függőleges járatok két mérettartományba sorolhatók. A kisebb járatok átmérője 1–2 mm, vastagságuk állandó, hosszuk 1–2 cm. Egyenesek, kör keresztmetszetűek. Faluk sima, kitöltésük a beágyazó finomhomokéval megegyező anyagú. Egyesével jelennek meg, nem kanyarognak, nem hajladoznak. A masszív homok aljáról nyúlnak lefelé.

A vastagabb és hosszabb járatok kör keresztmetszetűek, átmérőjük 5–20 mm, vastagságuk állandó, hosszuk a feltárásban felfelé haladva nő. Alul általában 5–10 cm hosszúak, fenn az 50 cm-t is elérhetik. A függőleges járatok egyesével jelennek meg, egyenesek, vagy hajladoznak. Kitöltésük a beágyazó anyaggal megegyező, belső szerkezetük, mely néhány esetben jól megfigyelhető, meniszkusz jellegű, ami aktív kitöltésre utal (*4., 5. ábra*).

A kisebb átmérőjű, rövidebb járatok ALPERT (1974) revíziója alapján valószínűleg a *Skolithos verticalis* HALL, 1843 isp-be, míg a vastagabb, hosszabb járatok a *Skolithos linearis* HALDEMAN, 1840 isp-be tartoznak.

Kisörspusztán függőleges, vagy ferde, elágazás nélküli, egyenes, vagy enyhén hajladozó járatok jelennek meg. Kör keresztmetszetűek, vastagságuk állandó, 2–3 cm, hosszúságuk a 20 cm-t is elérheti. Faluk általában sima, bár egyes példányokon megfigyelhető a hossztengelyre merőleges bordázottság. Egyesével jelennek meg. Kitöltésük megegyezik a beágyazó finomhomok anyagával, belső szerkezetük meniszkusz jellegű, aktív kitöltés (*12. ábra*). A feltárás alsó részében a limonitsávokból nyúlnak lefelé, feljebb már magában a limonitos homokban is előfordulnak (*13. ábra*).

Ichnogenus Polykladichnus FÜRSICH 1981
Polykladichnus isp.

Függőleges, Y-alakban elágazó járatok. Ágai egyenesek, vagy enyhén hajladoznak. Hegyesden vastagságuk 10–20 mm, mely nem változik, hosszuk a feltárásban felfelé haladva nő, alul 10, fenn 40–50 cm hosszúak (*4. ábra*). Kisörspusztán vastagságuk 10–30 mm, mely nem változik, 10–20 cm hosszúak (*12. ábra*). Egyesével jelennek meg. Faluk sima, kitöltésük a beágyazó finomhomokéval egyezik meg, a kitöltés szerkezete aktív kitöltésre utal.

Ichnogenus Arenicolites SALTER 1857
Arenicolites isp.

Elágazás nélküli, függőleges, U-alakú járatok. Átmérőjük 1–3 cm, vastagságuk állandó, kör, vagy elliptikus keresztmetszetűek. Lehatolási mélységük a 20 cm-t is elérheti. Az U-alakú járat két szára között spreiten nem figyelhető meg. Kitöltésük a beágyazó homokéval azonos, meniszkusz jellegű, mely aktív kitöltésre

utal. Kisörspusztán elsősorban a feltárás felső részében jelennek meg. Általában egy limonitos egységből kiindulva hatolnak lefelé, és az alatta lévő limonitos sávot is elérhetik, sőt azt át is törhetik (*13. ábra*).

Tölcsér alakú nyomok

Kisörspusztán, a feltárás felső részében megjelenő, a limonitos homok alján elszórtan megfigyelhető, tölcsér alakú nyomok. Kör keresztmetszetűek, általában 2 cm átmérőjűek és 1–3 cm mélyen nyúlnak lefelé. Kitöltésük a beágyazó homokéval megegyező, belső szerkezetük homogén.

Ezek a nyomok nagyon hasonlítanak a *Monocraterion* TORELL 1870 ichnogenushoz, de a nyom alsó részét sehol sem sikerült megfigyelni, csak a járat száját alkotó tölcsért. (A *Monocraterion* életnyomnemzetséget a *Tigillites* ROUAULT 1850 nemzetségbe, majd később a *Skolithos* HALDEMAN 1840 nemzetségbe sorolták (HÄNTZSCHEL 1975).)

Gerinces állat által készített nyom

Kisörspusztán, a feltárás alsó részében figyelhető meg egy szabálytalanul elágazó, hajladozó, vízszintes és ferde járatrészeket is tartalmazó járatrendszer. Vastagsága 15 cm, mely egy-egy járatrész elvégződésénél megvastagodhat, kisebb „üreget" alkotva. Kitöltése megegyezik a befogadó homokéval, szerkezet nélküli, homogén, mely a járat passzív kitöltődésére utal (*14. ábra*).

A járatkészítő élőlények ökológiája

Nem-tengeri környezetekben előforduló járatok a triásztól ismertek. Számos bentosz életmódot folytató gerinctelen élőlény (rovarok [Ephemeropterák – kérészek], Annelidák – gyűrűsférgek [Oligochaeták – kevéssertéjűek, Polychaeták – soksertéjűek], Sipunculidák – fecskendőférgek, Echiuridák – ormányosférgek, Enteropneusták – béllel lélegző félgerinchúrosok, puhatestűek, rákok) él a jelenkori üledékekben és készít nagyon változatos biogén szerkezeteket (MILLER 1984). Ezek közül számos megtalálható jelenkori tavakban is.

U-alakú lakójáratokat (mint az *Arenicolites*) sokféle élőlény készít magának: különböző férgek, félgerinchúrosok, Phoronoidák, (EKDALE & LEWIS 1991). Ezek egy része szuszpenzió-filtráló, míg más részük detrituszevő. A járatot készítő élőlény életmódjára lehet következtetni a járat felépítéséből. A szuszpenzió-filtrálók járatai ugyanis mélyebbre (akár 40–50 cm-re) nyúlnak az üledékben és a járat két szára között nem található ún. spreiten, óraüvegszerű vonalas rajzolat (ilyen nyom az *Arenicolites*). Míg a detrituszevők esetében a járat összetettebb, alul sugárirányban szétágazhat és a járat két szára között protruzív spreiten található (*Diplocraterion*), azaz a járat lefelé épül, az üledék fokozatos átdolgozásával (BROMLEY 1990).

Mind Hegyesd, mind Kisörspuszta esetében az U-alakú járatoknál hiányzik a spreiten és a járatok elég mélyre lenyúlnak, tehát valószínűleg szuszpenzió-filtráló élőlények hozták létre őket.

Egyszerű, egyenes, elágazás nélküli lakójáratokat (mint a *Skolithos*) szintén számos élőlény készíthet: különböző férgek, Anemonák, Phoronoidák, rákok, melyek között vannak szuszpenzió-filtrálók, üledékfalók, sőt ragadozók is (FITZGERALD & BARRETT 1986; BROMLEY 1990). Ezeknél a járatoknál fontos a járat kitöltése. Ha a járat gravitációsan töltődik ki, passzív járatkitöltésről beszélünk. Ilyenkor a járatot kitöltő anyag megegyezik a beágyazó anyaggal és a kitöltés szerkezet nélküli. Ha a járatot a benne lakó élőlény tölti ki (aktív járatkitöltés), akkor a járat kitöltése elüthet a beágyazó anyagétól és jellegzetes belső szerkezet figyelhető meg benne: lehet csomós, pelletes, illetve meniszkusz jellegű. Az aktív járatkitöltés általában üledékfaló életmódot folytató élőlényre utal. A járat vékony fala és passzív kitöltése hosszú idejű lakójáratokra jellemző, míg az aktív kitöltés jelzi a folyamatos, vagy epizodikus, de gyors üledék-felhalmozódást, melyhez a benne élő élőlénynek alkalmazkodnia kell (BROMLEY 1990).

A kisörspusztai és hegyesdi feltárásban megfigyelhető nyomfosszília-együttes más jellegzetességet is hordoz. A megjelenő életnyomnemzetségek (függőleges *Skolithos*, U-alakú *Arenicolites*, Y-alakú *Polykladichnus*) egy opportunisztikus kommunitás (pionír életközösség) tagjai. Az ezeket létrehozó, gyorsan alkalmazkodó szervezetekre jellemző, hogy általában kis méretűek, rövid az egyedi élettartamuk, gyorsan megtelepednek és növekednek, sok ivadékkal rendelkeznek, de speciális alkalmazkodás nélküliek (BROMLEY 1990). Ezen pionír szervezetekből álló közösségekre jellemző az alacsony diverzitás, nagy abundancia, és az egyedek rövid élettartama miatt a járatok gyors elkészítése.

Ezek a szervezetek képesek gyorsan benépesíteni a valamilyen gyors, drasztikus változáson átesett aljzatot (pl. vihar után), illetve elviselik a nagy stresszhatással (fizikai és/vagy kémiai stressz) járó környezeteket is. EKDALE (1985) szerint az alábbi esetekben a leggyakoribbak: zagyárak, sótartalom-változás, oxigén-szegény állapot és vihartevékenység.

Modern analógiák alapján ezekben a pionír közösségekben a leggyakrabban függőleges lakójáratokban élő, szuszpenzió-filtráló Polychaeták fordulnak elő. Általában kisebbek és nagyobb mennyiségben jelennek meg, mint a viharok közötti, nyugalmi időszakban elterjedt társaik. Az ilyen opportunisztikus ichnocönózisok elterjedése rendkívül gyakori a viharüledékekben (VOSSLER & PEMBERTON 1988, 1989; ZONNEVELD et al. 2001).

A jelenkori analógiák jelzik, hogy az aljzat benépesítése nagyon gyorsan történik. Az elsőként érkező élőlények kis férgek, melyek gyakran függőleges járatokat készítenek (mint a *Skolithos*). A néptelen aljzat kolonizációja kb. 10 nap alatt lezajlik (MCCALL 1977 in: BROMLEY 1990, p. 205.). Az idő előrehaladtával a járatok egyre összetettebbek lesznek és egyre mélyebbre nyúlnak. Ha a környezet sokáig nem változik, az opportunisztikus közösséget felváltja az érett, nyugalmi közösség. Előfordulhat, hogy ezen közösség eltünteti a pionír szervezetek által létrehozott nyomokat (VOSSLER & PEMBERTON 1988).

A meghatározott nyomokfosszíliák ichnofáciese

SEILACHER (1967) kilenc ichnofáciest különített el, melyek közül nyolc tengeri: *Psilonichnus, Skolithos, Cruziana, Zoophycos, Nereites, Teredolites, Glossifungites* és *Trypanites* ichnofácies. Később BROMLEY & ASGAARD (1993) a *Trypanites* ichnofáciest két részre osztotta: *Gnathichnus* és *Entobia* ichnofáciesre, mellyel a tengeriek száma kilencre nőtt. Az eredeti SEILAHER-féle felosztásban azonban nem-tengeri ichofácies csupán egy szerepelt: a *Scoyenia* ichnofácies.

A későbbi kutatások azonban megmutatták, hogy ez az egy non-marin ichnofácies kevés. Csökkentsósvízi, édesvízi és szárazföldi környezetekből, már legalább az ordovícium elejéről származnak nyomfosszíliák és a devontól komplex nem-tengeri ökoszisztémákról és a belőlük megmaradó nyomfosszília-együttesekről beszélhetünk (MAPLES & ARCHER 1989). Az ezekben az együttesekben megtalálható nyomfosszíliák közül viszonylag sok előfordul mind tengeri, mind nem-tengeri környezetben, melyek közé nemcsak különleges, ritka nyomok tartoznak, hanem gyakoriak, jól ismertek is, mint például az *Ophiomorpha, Skolithos, Planolites, Chondrites, Cruziana, Paleodictyon, Arenicolites.* Ezek a nyomok több tengeri ichnofáciesben fordulnak elő, többfajta környezetet jeleznek. Ezért a nem-tengeri környezetekből mind gyakrabban előkerülő, egymástól erősen eltérő nyomfosszília-együttesek megkívánták a *Scoyenia* ichnofácies felosztását.

BROMLEY & ASGAARD (1979) négy részre osztotta a *Scoyenia* ichnofáciest: *Fuersichnus* és *Arenicolites* (állandóan vízzel borított, tavi) együttesek, Scoyenia (nagyon sekély tavi, időnként kiszáradó) együttes, *Rusophycus* (rendszeresen kiszáradó, folyóvízi) együttes.

A Kisörspusztán és Hegyesden megjelenő nyomfosszília-együttesek e szerint a felosztás szerint az Arenicolites ichnocönózisba tartoznak, melyre jellemző, hogy kevés, két-három életnyomnemzetséget tartalmaz. Uralkodnak a függőleges, egyszerű, elágazás nélküli és az U-alakú járatok. A járatokat befogadó üledék általában síkrétegzett homok (vö. BROMLEY & ASGAARD 1979).

Később BUATOIS & MÁNGANO (1998) másik felosztást javasolt. Ők három részre osztották fel a SEILACHER-féle *Scoyenia* ichnofáciest: *Termitichnus* (szubaerikus, tisztán szárazföldi) ichnofácies, *Scoyenia* ichnofácies (átmenet a szárazföldi és a vízi környezetek között), *Mermia* (alacsony energiájú, nyíltvízi, tavi) ichnofácies.

A Kisörspusztán és Hegyesden megjelenő nyomfosszília-együttesek ebbe a felosztásba nehezen illeszthetők be, hiszen állandóan vízzel borított környezetben keletkeztek, de nem a tó mélyebb, nyugodt részén, hanem a nagyobb energiájú, hullámbázis körüli mélységben. Az itt megfigyelhető szedimentológiai és ichnológiai jegyek inkább a tengeri környezet *Skolithos* ichnofáciesének felelnének meg.

Őskörnyezeti paraméterek a nyomfosszíliák alapján

Figyelemre méltó, hogy a kisörspusztai és a hegyesdi feltárásban felszínre bukkanó félsósvízi üledékekben csupa, eredetileg tengeri környezetekből leírt nyomfosszília található. Ennek az az oka, hogy a nyomfosszíliák és a belőlük

definiált ichnofáciesek elterjedésében nem a sótartalom játsza a fő szerepet. Nagyon sok életnyomfaj megtalálható mind tengeri, mind félsósvízi, édesvízi környezetben (EKDALE 1989), sőt ugyanezen fajok akár hiperszalin feltételek mellett is megjelenhetnek.

SEILACHER (1967) eredeti definíciója szerint az ichnofáciesek elterjedését a vízmélység határozza meg. A későbbi munkák azonban megmutatták az egyéb környezeti tényezőknek, például az aljzat minőségének, a hidrodinamikai energiának, az üledékképződés sebességének, a turbulenciának, az oxigéntartalomnak, valamint a rendelkezésre álló táplálék mennyiségének és minőségének fontosságát (FREY et al. 1990).

A vizsgált feltárásokban a nyomfosszília-együttes típusát a környezet energiája szabta meg, mint a hasonló tengeri és nem-tengeri példák esetében is (KAMOLA 1984; HOWARD & FREY 1984; FREY & HOWARD 1981). A nyomok tehát azonosak a tengeri környezetben kialakult nyomokkal, bár valószínűleg más élőlények készítették őket.

A kisörspusztai és hegyesdi feltárásban található nyomfosszíliák (*Skolithos*, *Arenicolites*, *Polykladichnus*) a leülepedéskori környezetről az alábbiakat jelzik:

– Oxigéntartalom: a függőleges lakójáratok jelzik a fenékvizek cirkulációját, az oxigénnel való jó ellátottságot.

– Hidrodinamikai energia: függőleges lakójáratok általában nagy energiájú környezetben, elsősorban homokos aljzaton jelennek meg. Olyan környezetben fordulnak elő, ahol a homokrétegek epizodikusan, gyorsan, nagy energiájú folyamatokban ülepednek le, míg a közbülső, nyugodt, kisebb energiájú időszakban az aljzat benépesül és megkezdődik az üledék felülről lefelé irányuló átdolgozása. Az, hogy az eredeti üledékes szerkezetből mennyi őrződik meg, attól függ, hogy a következő nagy energiájú esemény mikor következik be (EKDALE & LEWIS 1991).

– Mélység: SEILACHER (1967) eredeti definíciója szerint a vertikális járatok, melyek a *Skolithos* ichnofáciesbe tartoznak az árapályzónát jelzik. Később azonban rámutattak, hogy ez nem igaz, mivel minden olyan környezetben megtalálhatók, pl. a parthomlokon, ahol homokos az aljzat és elég nagy az energia ahhoz, hogy a szuszpenzió-filtráló élőlények számára elég élelmet szállítson, de nem olyan nagy, hogy az aljzatot erodálja (EKDALE & LEWIS 1991).

Következtetések

A korábbi elképzeléseket, melyek szerint a Káli-medence pannóniai homokja mozgatott partközeli vízben ülepedett le, a szedimentológiai és paleoichnológiai vizsgálatok pontosították: a bélyegek a parti övnél mélyebb zónára, a parthomlok alsó részére utalnak, hullámbázis körüli vízmélységet jeleznek. A Kállai Formáció „alsó" és „középső" szintjében nagy energiájú áramlások, viharok nyoma és azokat felváltó hosszabb-rövidebb nyugalmi periódusok mutathatók ki. A viharok jellegzetes buckás keresztrétegződést és síklemezes-keresztlemezes homok rétegpárokat hoztak létre a viharbázis környezetében. A nyugalmi periódusok idején a homokos aljzatot gyorsan

kolonizálták, elsősorban szuszpenzió-filtráló élőlények, melyek vertikális *Skolithos*, U-alakú *Arenicolites* és Y-alakú *Polykladichnus* lakójáratokat készítettek. Ezen nyomegyüttes a feledésbe merült BROMLEY & ASGAARD (1979) nem-tengeri ichnofácies osztályozása szerint az *Arenicolites* ichnofáciesbe tartozik, mely gyakorlatilag a tengeri *Skolithos* ichnofácies tavi analógiája.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet szeretnénk mondani MAGYAR Imrének és MÜLLER Pálnak, hogy számos pannóniai feltárást figyelmünkbe ajánlottak, munkánkat gyümölcsöző beszélgetésekkel inspirálták, valamint lektorainknak, B. ÁRGYELÁN Gizellának és SZENTE Istvánnak. A tanulmány az OTKA F.030809 pályázata keretében készült.

Irodalom

ALLEN, J. R. L. 1984: Sedimentary structures: their interpretation and physical basis II. – *Developments in Sedimentology* **30**, Elsevier, 663 p.

ALPERT, S. P. 1974: Systematic review of the genus Skolithos. – *Journal of Palaeontology* **48/4**, 661–669.

BABINSZKI E. 2000: A nyomfosszíliák szerepe egyes oligocén és miocén képződmények környezeti rekonstrukciójában. – Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 89 p.

BABINSZKI E. 2002: A nyomfosszíliák szerepe az őskörnyezeti értelmezésben: áttekintés. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 423–447.

BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT Cs., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI Gy., MAJOROS Gy., PEREGI Zs., RAINCSÁK Gy., SOLTI G., TÓTH Á. & TÓTH Gy. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. – Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi kiadványa, 119 p.

BIHARI Gy. 1984: Jelentés az 1981–84. évi Káli-medencei kvarchomok kutatásról. – Országos Földtani Adattár, 107 p.

BROMLEY, R. G. 1990: Trace fossils, biology and taphonomy. – Special Topics in Palaeontology 3. Unwin Hyman, London, 280 p.

BROMLEY, R. G. & ASGAARD, U. 1979: Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **28**, 39–80.

BROMLEY, R. G. & ASGAARD, U. 1993: Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. – *Geologische Rundschau* **82**, 276–280.

BUATOIS, L. A. & MÁNGANO, M. G. 1998: Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **140**, 367–382.

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana (Geology of the Balaton Highland). – Magyar Állami Földtani Intézet, 257 p.

EKDALE, A. A. 1985: Palaeoecology of marine endobenthos. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **50**, 63–81.

EKDALE, A. A. 1989: Pitfalls of paleobathymetric interpretation based on trace fossil assemblages. – *Palaios* **3**, 464–472.

EKDALE, A. A. & LEWIS, D. W. 1991: Trace fossils and paleoenvironmental control of ichnofacies in a late Quaternary gravel and loess fan delta complex, New Zealand. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **81**, 253–279.

FITZGERALD, P. G. & BARRETT, P. J. 1986: Skolithos in a Permian braided river deposit, southern Victoria Land, Antarctica. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **52**, 237–247.

FREY, R. W. & HOWARD, J. D. 1981: Trace fossils from the Upper Cretaceous of the Western Interior: potential criteria for facies models. – *The Mountain Geologist* **19**, 1–10.

FREY, R. W., PEMBERTON, S. G. & SAUNDERS, T. D. A. 1990: Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. – *Journal of Paleontology* **64**, 155–158.

FÜRSICH, F. T. 1981: Invertebrate trace fossils from the Upper Jurassic of Portugal. – *Comun. Serv. Geol. de Portugal* **67/2**, 153–168.

HALDEMAN, S. S. 1840: Supplement to Number One of „A monograph of the Limniades, or freshwater univalve shells of North America" containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa. – J. Dobson, Philadelphia.

HALL, J. 1843: Geology of New York. Part IV. Survey of the Fourth Geological District. – Carroll and Cook, Albany, 683 p.

HANTZSCHEL, W. 1975: Trace Fossils and problematica. In: Moore, R. C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea (Second edition). – Geological Society of America and Univ. of Kansas Press, W1–W269.

HOWARD, J. D. & FREY, R. W. 1984: Characteristic trace fossils in nearshore-to-offshore sequences, Upper Createceous east-central Utah. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **21**, 200–219.

JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **52**, 1–259.

JÁMBOR Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32/3–4**, 269–324.

JÁMBOR Á. 1997: A Pannon s.l. litosztratigráfiai beosztása. – In: CSÁSZÁR G. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 73.

JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T. 1986: Shallow siliciclastic seas. – In: READING, H. G. (eds): Sedimentary Environments and facies. – Blakwell, 229–282.

KORPÁSNÉ HÓDI M. 1998: A medenceperemi pannóniai sl. üledékes formációk rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – MOL–MÁFI, 453–468.

KAMOLA, D. L. 1984: Trace fossils from marginal-marine facies of the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation (Upper Cretaceous), east-central Utah. – *Journal of Paleontology* **58/2**, 529–541.

MAGYAR, I. 1988: Mollusc fauna and flora of the Pannonian quartz sandstone at Mindszentkálla, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **28**, 209–222.

MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the late miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.

MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999b: Integrated biostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. – *Acta Geologica Hungarica* **42/1**, 5–32.

MAPLES, C. G. & ARCHER, A. W. 1989: The potential of Paleozoic nonmarine trace fossils for paleoecological interpretations. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **73**, 185–195.

MILLER, M. F. 1984: Distribution of biogenic structures in paleozoic nonmarine and marine-margin sequences: an actualistic model. – *Journal of Paleontology* **58/2**, 550–570.

ROUAULT, M. 1850: Note preliminaire (1) sur une nouvelle formation découverte dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. – *Soc. Geol. Fr. Bull., ser.* **2**, **7**, 724–744.

SALTER, J. W. 1857: On annelide-burrows and surface markings from the Cambrian rocks of the Longmynd. – *Geol. Soc. London, Quart. J.* 13, 199–206, Pl. 5.

SEILACHER, A. 1967: Bathymetry of Trace Fossils. – *Marine Geology* **5**, 413–428.

SEILACHER, A. & AIGNER, T. 1991: Storm deposition at the bed, facies and basin-scale: the geologic perspective. – In: EINSELE et al.: Cycles and events in stratigraphy. – Springer, 249–267.

SZÓNOKY M. 1978: Felsőpannóniai medenceperemi és medencebelseji összletek kőzetszerkezetének összehasonlítása. – *Földtani Közlöny* **108**, 476–498.

SZÓNOKY, M., DOBOS-HORTOBÁGYI, E., MÜLLER, P., GULYÁS, S., SZUROMI-KORECZ, A., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: Árpád, a classic locality of Lake Pannon bivalves. – *Acta Geologica Hungarica* **42**, 89–108.

SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., LANTOS, M., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2002: Tempestites and trace fossils in Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. – 16th International Sedimentological Congress Abstract Volume, 360–361.

TORELL, O. 1870: Petrificata Suecana Formationis Cambricae. – *Lunds Univ. Årsskr.* 6, Avdel. 2 (8), 1–14.

VOSSLER, S. M. & PEMBERTON, S. G. 1988: Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of opportunistic ecology. – *Lethaia* **21**, 351–362.

VOSSLER, S. M. & PEMBERTON, S. G. 1989: Ichnology and palaeoecology of offshore siliciclastic deposits in the Cardium Formation (Turonian, Alberta, Canada). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**, 217–239.

ZONNEVELD, J.-P., GINGRAS, M. K. & PEMBERTON, S. G. 2001: Trace fossil assemblages in a Middle Triassic mixed siliciclastic-carbonate marginal marine depositional system, British Columbia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **166**, 249–276.

Kézirat beérkezett: 2002. 12. 09.

Földtani Közlöny 132/3, 383–396 (2003) Budapest

Mi történt az ammoniteszekkel a jura/kréta határon?

What happened with the ammonites on the Jurassic/Cretaceous boundary?

FŐZY István[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak: jura/kréta határ, ammoniteszek, biosztratigráfia
Keywords: Jurassic/Cretaceous boundary, ammonites, biostratigraphy

Abstract

Ammonites have a special importance for Mesozoic stratigraphy. The ranges of the suborders and subfamilies around the Jurassic /Cretaceous boundary are briefly reviewed. Observations based on the study of Hungarian sections illustrate the general conclusions. The discussed period boundary not a real milestone along the evolutionary history of the ammonites.

Összefoglalás

Az ammoniteszek kiemelt szerepet játszanak a földtörténeti középkor tagolásában. A cikk elemzi a jura/kréta határ közelében élt alrendek, s azokon belül az egyes családok rétegtani elterjedését. Az általános érvényű észrevételeket hazai példák illusztrálják. Megállapítható, hogy e fontosnak látszó időszak-határ nem volt valódi mérföldkő az ammoniteszek hosszú evolúciós története során.

A földtörténeti múlt tagolása és az ammoniteszek

A földtörténeti múlt felosztása először a kövületek segítségével valósult meg. A kutatók nagyon régen felismerték, hogy bizonyos rétegcsoportokban sajátos ősmaradványok figyelhetők meg, amelyeket nem lehet megtalálni sem az alattuk, sem a felettük elhelyezkedő rétegekben. A sarkított megfogalmazás szerint, „minden rétegnek megvan a maga kövülete" (SMITH 1816).

A fenti módszerből kiindulva, a geológusok több mint 150 éve alakítják és pontosítják a földtörténeti időskálát. A nagyobb egységeket tovább osztva azokon belül kijelölték és elnevezték az egyes emeleteket, s azokon belül az alemeleteket. A dolog szépsége – többek között – abban áll, hogy a hosszú idő alatt, gondosan kimunkált földtörténeti skálát (az egymás után következő nevek sorát) egyetlen elemében sem kellett megváltoztatni akkor, amikor a 20. század elején tett felfedezések eredményeképpen sikerült megadni az egyes kőzetek (és ősmaradványok) millió években kifejezett ún. radiometrikus korát. Így az egyes egységek (korok, emeletek stb.) neve mellé két évszám került, amelyek az egység kezdetének és végének millió években kifejezett idejét adták meg. Sikerült kalibrálni a földtani időskálát.

A földtani múlt ősmaradványok alapján való tagolását önálló tudományterületként (biosztratigráfia) tartjuk számon. A biosztratigráfusok figyelme

[1]Magyar Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár, 1431 Budapest, Pf. 137.
fozy@paleo.nhmus.hu

természetes módon az időben gyorsan változó, gyors evolúciós tempóval jellemzett csoportok felé fordult, hiszen ezek segítségével tehetők a finomrétegtani értelemben is értékes megállapítások.

Az ammoniteszek különösen alkalmasnak bizonyultak biosztratigráfiai vizsgálatokra, hiszen evolúciós tempójuk nagyon gyors volt. Ráadásul úszó, lebegő életmódjukból adódóan – földtani értelemben véve pillanatszerűen – nagy távolságokra juthattak el, így az egykor széles földrajzi elterjedést mutató lények maradványai alapján levonható következtetéseket ma nagy területekre kiterjedően érvényesnek tekinthetjük.

Az ammoniteszek törzsfejlődésének főbb vonásai

Az Ammonoideák törzsfejlődése GÉCZY (1993) nyomán az alábbiakban összegezhető: a csoport a kora-devonban jelent meg, és a paleozoikumban viszonylag kevés nemzetségük élt. A perm/triász határon számuk megfogyatkozott, de ezt követően a csoport lendületes fejlődésnek indult. Ennek ellenére, a triász végi eseményeket csupán egyetlen főcsaládjuk (Phylloceratаceae) vészelte át. A jurát és a krétát a felvirágzó ammoniteszek rendkívüli alakgazdagsága jellemezte. A csoport végül – többszáz millió éves pályafutás után – a kréta végi nagy kihalásnak esett áldozatul.

Az ammonitesz-óra

Az időben gyorsan változó ammonitesz-faunákat megfigyelve a paleontológusok rendkívül finom zonációt dolgoztak ki az ammoniteszeket tartalmazó mezozoos képződmények alapján. Jól ismertek a jura példák, ahol rendszerint a zónák további felosztására is van lehetőség. A szubboreális területen működő angol iskola a – BUCKMAN által bevezetett – „hemera" fogalommal analóg módon felállított biohorizontokkal operál, amelyek leginkább egy-egy faunaeseménynek felelnek meg. A francia szerzők – a szubmediterrán területeken tett megfigyeléseik alapján – inkább „zonulákról" azaz a szubzóna fogalomhoz közelítő egységekről beszélnek, amelyeknél nem az „esemény", hanem az ahhoz tartozó időintervallum a lényeges. A hazai megközelítés a francia felfogáshoz áll közelebb, s ez talán azzal is magyarázható, hogy a magyar fauna mediterrán vonásokat tükröz. A hazai rétegsorok meglehetősen kondenzáltak, s így a tényleges fauna-eseményeket nagyon nehéz szétfésülni.

A végeredmény szempontjából azonban mindkét felfogás ugyanoda vezet: jól használható, finomrétegtani tagoláshoz. Az ammoniteszek kapcsán általánosságban elmondható, hogy minden más ősmaradvány-csoportnál nagyobb időfelbontást tesznek lehetővé a mezozoos képződményekben (részletes összehasonlító számadatok CALLOMON 1995). Az „ammonitesz-óra" pontosságára jellemző, hogy egy-egy szubzóna/biohorizont akár 100 000 évnél kisebb időt is jelenthet. 100–200 millió év távlatában ez hihetetlen nagy pontosságot jelent, amely mellett elmaradnak a radiometrikus kormeghatározások eredményei is amelyek hibahatára jelenleg 0,5% körüli.

Mindezek ismeretében jogos a kérdés, hogy a mezozoikum tagolásában oly jelentős ammoniteszekkel mi történt a kiemelkedő jelentőségűnek tekinthető jura/kréta határon? Volt-e törés a csoport törzsfejlődésében, s ha igen mekkora, mi volt annak az oka, s mindez hogyan tükröződik a Föld egymástól távoli területein és a hazai ősmaradvány-anyagban?

Az ammonitesz-fauna változása a jura/kréta határ közelében

A jura fogalmát a neves polihisztor Alexander von HUMBOLDT vezette be 1795-ben, a Jura hegység mészköveit (Calcaire de Jura) vizsgálva. Az általa említett Jura-Kalkstein jól korrelálható volt a SMITH, BUCKLEND és PHILLIPS által részletesen leírt faunagazdag képződmények egy részével, így a német kutató által bevezetett fogalom végül az angliai példákon keresztül vált ismertté.

A kréta kifejezés eredetileg a La Manche két oldalán jól tanulmányozható tiszta, fehér, tengeri eredetű írókréta képződményre vonatkozott. Rétegtani értelemben J. J. D'OMALIUS D'HALLOY (1822) használta elsőként, aki az általa felállított öt nagy egység közül az egyiket Terrain Cretacé-nek nevezte.

Az elmúlt kétszáz év során sokat változott a jura és kréta fogalma. Kialakították az emeletek rendszerét és a földtörténet egyik legprecízebb, a cephalopodákon alapuló, biosztratigráfiai felosztását. A jura nagy ammonitológusa a müncheni egyetem professzora, A. OPPEL, a krétáé pedig a francia A. D'ORBIGNY volt. Számos, ma is használatos zónajelző ammonitesz felismerése is az ő nevükhöz fűződik.

A ma általánosan elfogadott (s a jelen munkában is használt) definíció szerint a jura/kréta határ a berriasi bázisával, azaz a Jacobi Zóna bázisával esik egybe. Ez megfelel ugyan a nemzetközi részvétellel felálló „alsó-kréta cephalopoda munkacsoport" ajánlásának (HOEDEMAEKER & RAWSON 2000), de érdemes emlékeztetni arra, hogy még a közelmúltban is volt olyan megalapozott vélemény, amely szerint az ammoniteszek alapján a jura/kréta határt a valangini bázisán lenne célszerű kijelölni (WIEDMANN 1975, 1980).

Volt olyan törekvés is, hogy a Jacobi Zónát tovább bontva (Jacobi és Grandis Zónákra, vagy Szubzónákra) azon belül vonják meg a határt, míg HOEDEMAEKER (1987) mindkét zónát a tithon zárótagjának tekintette. Mai ismereteink szerint a két zóna ammonitesz-faunája gyakorlatilag megegyezik, pontosabban fogalmazva nincs olyan ammonitesz, amely a második zónában jelenne meg, s ne lenne jelen az elsőben is. Lényegében ennek a felismerése vezetett a nemzetközi ajánlás megszületéséhez.

Látható hát, hogy – bár a kutatók hajlanak a közmegegyezésre –, a jura/kréta határ helyzetének megítélése nem egyszerű. A problémát erősen átszínezi, hogy a különböző rétegtani eredmények egymástól távoli területeken születtek meg, s a határ közelében – tulajdonképpen az oxforditól a valangini korai szakaszáig – az ammoniteszek nagyon erős provincializmust mutatnak. Az egyes csoportok ősállatföldrajzi elterjedéséről RAWSON (1980) nyújt áttekintést. A provincializmussal összefüggő korrelációs problémákat részletesen tárgyalja többek között HOEDEMAEKER (1987) és HANKOCK (1991).

Az alábbiakban először áttekintjük – különböző rendszertani szinteken – az ammonitesz-fauna változását a jura/kréta határ közelében, különös tekintettel a hazai adatokra. (Az egyes ammonitesz-csoportok időbeni elterjedésére vonatkozóan a PAGE (1993) által publikált adatok lettek figyelembe véve.)

Phylloceratina alrend

A rendkívül kitartó csoport szinte a teljes mezozoikum során jelen volt. Vannak a triászra és vannak a kora-jurára szorítkozó családok; a határt egyedül az a Phylloceratidae család lépi át amely aztán a maastrichti végéig kitart és a jura/kréta határ közelében sem mutat változást. A csoport gazdagon képviselt a hazai ősmaradvány-anyagban.

Lytoceratina alrend

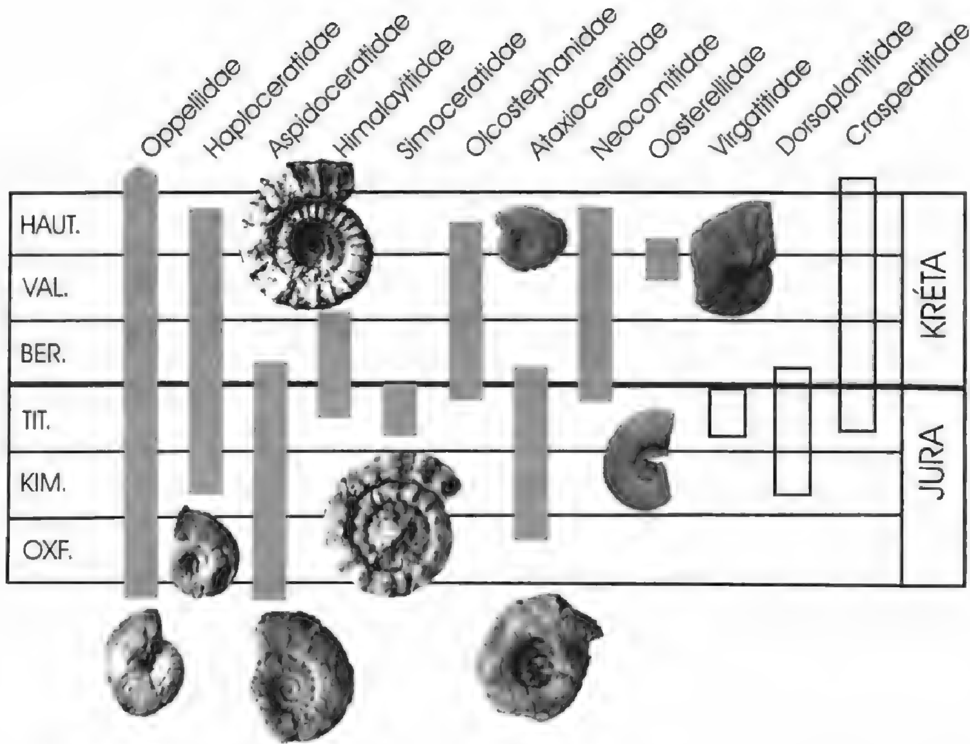
A nagy időbeni elterjedést mutató csoport a jura és kréta időszakok során végig jelen van. A határt csupán két család, a Lytoceratidae és a Protetragonitidae lépi át. Előbbi a kora-jurától a középső-krétáig, utóbbi a késő-jura tithon korszaktól a középső-kréta végéig képviselteti magát a faunákban. A jura/kréta (tithon/berriasi) határ közvetlen közelében a csoportok, – valamint a legfontosabb, s egyben névadó *Lytoceras* és *Protetragonites* nemzetségek – nem mutatnak változást. Az alrend gazdagon képviselt a hazai ősmaradvány-anyagban.

Ammonitina alrend

Rétegtani értelemben különösen fontos csoport; mintegy 30 különböző családja a jura időszakra, s körülbelül ugyanennyi a kréta időszakra jellemző. Számos rövid életű család tartozik ide, amelyek közül 9 keresztezi a jura/kréta határt (*1. ábra*). Ezek közül 7 a magyar anyagban is előfordul. A fennmaradó három (Virgatitidae, Dorsoplanitidae, Craspeditidae) boreális, vagy szubboreális alakokat foglal össze, így azok hiányoznak a mediterrán hazai faunákból. A nálunk is kimutatható csoportok a következők: Oppeliidae, Haploceratidae, Aspidoceratidae, Himalayitidae, Olcostephanidae, Ataxioceratidae, Neocomitidae. Fontos még a Simoceratidae család is, amely azonban nem lépi át a tithon/berriasi határt. A felsoroltak mindegyike több nemzetség számos fajával szerepel a hazai faunákban. Közülük, a tithon/berriasi határ közelében kiemelten fontos (gyakori, vagy rétegtani szempontból fokozott jelentőségű) taxonokkal kapcsolatban az alábbi észrevételek tehetők:

Oppeliidae család

A család a középső-jura bajóci korszakától a késő-kréta santoni korszakáig élt, azaz nagyon széles időbeli elterjedést mutat. A jura/kréta határ közelében, a mediterrán területeken a *Semiformiceras* nemzetség tekinthető a csoport legfontosabb képviselőjének. A *Semiformiceras*ok három faja zónajelző értékű az alsó-tithonban. A genusz nem lépte át az alsó-tithon – felső-tithon határt. A hazai



1. *ábra.* A jura/kréta határ közeléből ismeretes Ammonitina családok rétegtani elterjedése. A teli oszlopok a hazánkból is leírt csoportokat, az üresek pedig a csak távoli (többnyire boreális) területekről leírtakat ábrázolják. (Az illusztrációként szereplő ábrák a hazai fauna egy-egy jellegzetes példányát ábrázolják.)

Fig. 1 Ammonitina families around the Jurassic/Cretaceous boundary. Families recorded also from Hungary are shown by the grey columns, while those, known only from the Boreal Realm are represented by the empty ones. (The figured specimens are characteristic elements of the Hungarian fauna.)

anyagban gyakori és fontos, főként a Dunántúli-középhegységi faunákban (VÍGH 1984; FŐZY 1988, 1989, 1990, 1993b), de előfordul a Mecsek területén is (FŐZY 1993a).

A család ritka, különleges morfológiájú képviselője a *Cyrtosiceras*; maradványai 3 európai lelőhely tithonjából, köztük Magyarországról, a gerecsei Szél-hegyről ismertek (FŐZY et al. 1994). A szilas-árki legalsó kréta rétegekből előkerült még a rendszerint szintén ritka Substreblites nemzetség (FŐZY 1990) is. Az Oppeliidae családba néhány további, a hazai faunában is szereplő nemzetség is sorolható (pl. *Taramelliceras, Hemihaploceras*), ezek azonban a jura/kréta határemeletek felett vagy alatt jelennek meg, s nem a határ közvetlen közelében.

Haploceratidae család

A család első képviselői a felső-kimmeridgeiből (*Haploceras* a Beckeri Zónából) valók; utolsó reprezentánsai a felső-hauteriviből (*Neolissoceras*, a Sayni Zónából)

ismeretesek. A család nemzetségei közül a *Pseudolissoceras* és még inkább a Haploceras képviselői különösen fontosak nemcsak a tágabb értelemben vett Tethys egész területén, hanem a magyar (bakonyi, gerecsei, tatai és mecseki) anyagban is. (VÍGH 1984; FŐZY 1988, 1989, 1990, 1993a, 1993b; FŐZY et al. 1994, HORVÁTH & KNAUER 1986). A két genusz megléte a tithonra szorítkozik. A *Haploceras*ok faj- és egyedszáma messze meghaladja a *Pseudolissoceras*ok faj- és egyedszámát. A családba sorolható *Neolissoceras*ok első képviselői valószínűleg a berriasiban jelennek meg – a felső-tithon előfordulások bizonytalanoknak tekinthetők. A genusz legközönségesebb faja (*N. grasianum*) a fiatalabb kora-krétában (valangini–hauterivi) válik igazán gyakorivá.

Aspidoceratidae család

A család számos nemzetsége a mediterrán felső-jura (oxfordi, kimmeridgei és tithon) faunák fontos eleme. Első képviselőinek megjelenése az oxfordi aljára tehető. A tágabb értelemben vett *Aspidoceras*ok Magyarországon is gyakoriak mind a bakonyi, gerecsei és tatai, mind a mecseki faunában (FÜLÖP 1975; VÍGH 1984; FŐZY 1988, 1989, 1990, 1993a, 1993b; FŐZY et al. 1994,). A korábban kizárólag felső-jurának tekintett Aspidoceratidaekről azonban CHECA (1985), és CHECA et al. (1986) kimutatta, hogy jelen vannak még a legalsó krétában is. A berriasi legalsó (Jacobi) zónájából leírta az *Aspidoceras* és a *Schaireia* nemzetségek öt faját [Ennek ellenére a család nem szerepel a kréta ammoniteszeket áttekintő új Treatise-kötetében (WRIGHT et al. 1996)]. A vizsgált hazai faunákban eddig csak a felső-tithon rétegekben sikerült kimutatni a család képviselőit (FŐZY 1990).

Himalayitidae család

A szűk rétegtani elterjedést mutató, kevéssé ismert család első képviselői feltehetően a tithon középső részén (Ponti Zóna) jelennek meg, s legfeljebb a valangini emelet alsó részéig (Pertransiens Zóna) tartanak ki. A korábban rendszerint alcsalád szinten elkülönített csoport több nemzetsége (pl. *Himalayites, Corongoceras*) csak a tithonra jellemző, de egyesek (pl. *Durangites*) kivételesen áthúzódhatnak az alsó-kréta (berriasi) rétegekbe (TAVERA 1985). Az alsó-valangini előfordulások bizonytalanok. A legtágabb értelemben tethysi elterjedést mutató csoport jól képviselt a hazai anyagban is; ide tartozó fajok előkerültek Sümegről (VÍGH 1984) és más bakonyi lelőhelyről is (HORVÁTH & KNAUER 1986; FŐZY 1990), Tatáról (FÜLÖP 1975), valamint a Gerecséből (FŐZY 1993b) is. A szilas-árki szelvény anyagának további vizsgálata várhatóan további új információval szolgál majd a család taxonómiájára és rétegtanára vonatkozóan.

Simoceratidae család

A csoportba kizárólag mediterrán elterjedésű tithon formák tartoznak. Legelső képviselőjük (*Aulasimoceras*) a tithon bázisáról (Hybonotum Zóna), legutolsó képviselőik (*Baeticoceras*) a felső-tithonból (Microcanthum Zóna) ismeretesek. További fontosabb nemzetségek a *Simoceras, Volanoceras* és a *Lytogyroceras*. Számos

faj zóna-, ill. szintjelző értékű. Képviselőik a bakonyi (VÍGH 1984; FŐZY 1988, 1990) és a gerecsei (FŐZY 1993b) felső-jura jellegzetes ammoniteszei. Két *Simoceras* példány előkerült Tatáról is (FÜLÖP 1975). Érdekes, hogy a család biztos képviselői nem kerültek elő a Mecsekből – ennek ősföldrajzi és rétegtani okai egyaránt lehetnek (FŐZY 1993a).

Olcostephanidae család

A legtágabb értelmezés szerinti tethysi elterjedést mutató fontos csoportba a felső-tithon–felső-berriasi nemzetségeket tömörítő Spiticeratinae alcsaládot (*Proniceras, Simospiticeras, Spiticeras,* stb.), és a tithon–alsó-hauterivi nemzetségeket (*Olcostephanus, Saynoceras, Valanginites,* stb.) tömörítő Olcostephaninae alcsaládot soroljuk. Az első alcsalád gazdagon képviselt a Bakonyban (HORVÁTH & KNAUER 1986; FŐZY 1990) Tatán (FÜLÖP 1975), és jelen van a gerecsei szomódi szelvényben (FŐZY 1993b) is. A második alcsalád tagjai közül az *Olcostephanus* nemzetség gyakorinak mondható a Dunántúli-középhegység területén (NAGY 1967, 1968; FÜLÖP 1975). A többi ide sorolható genusz képviselői ritkák, a *Valanginites* nemzetségnek mindössze egyetlen példánya került elő a gerecsei Nyagda-árokból.

Ataxioceratidae család

A mediterrán és szubmediterrán területeken egyaránt gyakori csoport első képviselői („*Orthosphinctes*") a késő-oxfordiban jelennek meg. A család a kimmeridgei és alsó-tithon rétegekben gyakori, a felső-tithon rétegekben jelentősége már alárendeltebb. PAGE (1993) véleménye szerint a család utolsó képviselője egy a berriasi bázisáról leírt *Parapallasiceras*. A csoport eltűnése így közvetlenül a jura/kréta határ után következett be. A részletesen nem tanulmányozott család számos képviselője jelen van a bakonyi, a gerecsei és a mecseki felső-jura faunákban (FŐZY 1993a, 1993b; FŐzy & MELÉNDEZ 1996).

Neocomitidae család

A tágabb értelemben vett tethysi elterjedést mutató család legidősebb képviselői a felső-tithonból kerültek elő. Itt, s főként kicsit feljebb, már a berriasiba sorolható rétegekben a család Berriasellinae alcsaládba sorolható nemzetségei (*Berriasella, Malbosiceras, Protacanthodiscus, Neocosmoceras* stb.) jelentősek. A család másik alcsaládja (Neocomitinae) különösen fontos szerepet játszik a valangini rétegek tagolásában (*Neocomites, Kilianella, Thurmanniceras* stb.). Utolsó képviselőik az alsó-hauterivi tetejéről kerültek elő. A család képviselői jól ismertek és gyakoriak a Dunántúli-középhegységben, így pl. a bakonyi Közöskúti-árokból (HORVÁTH & KNAUER 1986), és a gerecsei Bersek-hegyről (NAGY 1968; FŐZY & FOGARASI 2002).

Oosterellidae család

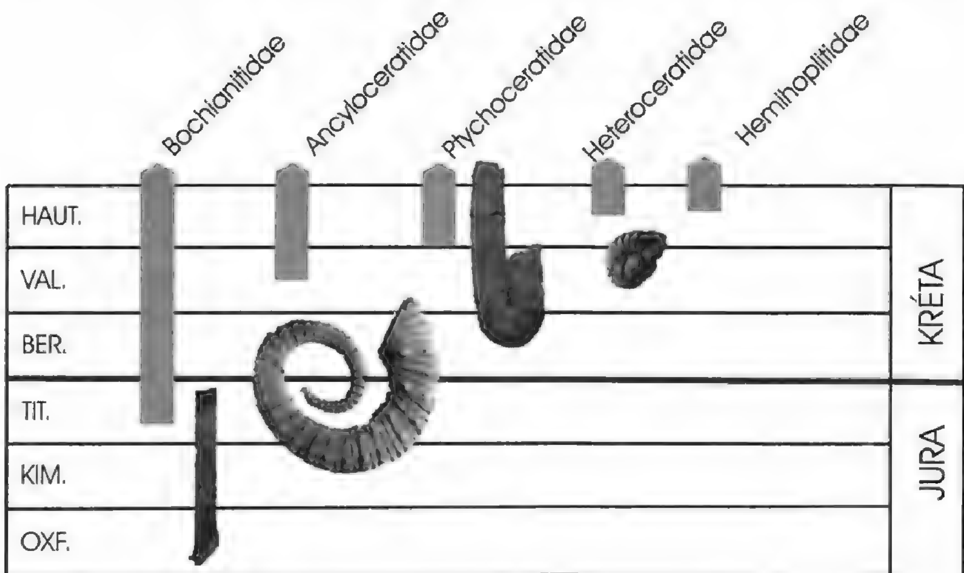
A tágabb értelemben vett mediterrán elterjedést mutató csoport csak a késő-valanginiben jelent meg. Utolsó képviselőik az hauterivi bázisát is túllépik. A családba kevés, jellegzetes, könnyen azonosítható faj tartozik. Magyarországi előfordulásuk ismeretes a Gerecséből (Főzy & Fogarasi 2002) és a Bakonyból (publikálatlan, új adat) is.

Ancyloceratina alrend

A krétára oly jellemző nagy alrend első képviselői, a Bochianitidae családba sorolható nemzetségek egyik-másika (*Protancyloceras, Bochianites*) már az alsó-tithonban megjelenik (2. *ábra*). Hazánkból Vígh meghatározása révén ismerjük az utóbbi nemzetség négy példányát a tatai tithon kondenzált rétegeiből (Fülöp 1975). A nemzetség egyébként a gerecsei alsó-kréta hauterivi vöröses rétegeiben is kifejezetten gyakori (Főzy & Fogarasi 2002).

Az Ancyloceratina alrend többi családja azonban csak a magasabb alsó-krétában jelenik meg (2. *ábra*). Így pl. az Ancyloceratidae, a Ptychoceratidae, a Heteroceratidae, a Hemihoplitidae családok csak a valangini, ill. az hauterivi emeletektől kezdődően ismeretesek. Vannak a barremiben belépő (Silestididae), s ott fontossá váló (Pulchellidae) családok is.

Ha nagyon nagy léptékben tekintjük át az ammoniteszek fejlődését, összegzésképpen megállapítható, hogy a Phylloceratina alrend fellépése egybeesik a perm/triász határral; a másik két nagy alrend, a Lytoceratina és az Ammonitina



2. *ábra*. A jura/kréta határ közeléből ismeretes Ancyloceratina családok rétegtani elterjedése. (Az illusztrációként szereplő ábrák a hazai fauna egy-egy jellegzetes példányát ábrázolják.)

Fig. 2 Ancyloceratina families around the Jurassic/Cretaceous boundary. (The figured specimens are characteristic elements of the Hungarian fauna.)

triász/jura határon jelent meg; s végezetül a krétára oly jellemző Ancyloceratina alrend belépése majdnem egybeesik a kréta kezdetével. (Valójában az első előfutárok már a tithonban megjelentek.)

Család szinten vizsgálva a kérdést, a jura/kréta határként definiált tithon/berriasi határon egyetlen új család sem jelenik meg. Faunaváltásról természetesen lehet beszélni, hiszen a tithon végére kihalnak az emeletre oly jellemző tethysi Simoceratidaek és a boreális Virgatitidaek. Nagyon megritkulnak, majd a határ felett teljesen eltűnnek az Aspidoceratidaek, az Ataxioceratidaek és a Himalayitidaek. A berriasitól kezdve hirtelen megnő a jelentősége a Neocomitidae család első képviselőinek (Berriasellinae). A feljebb egyre jelentősebbé váló különféle Ancyloceratina családok egymás után jelentek meg a kora-kréta során. Látszólag legfeltűnőbb a faunaváltás a barremi/apti határon, azaz a hagyományosan kora-/középső-kréta határnak tekintett idősík mentén.

Ősállatföldrajzi és földtani környezet a jura végén és kréta elején

Provincializmus

A Föld egészét tekintve, a jura végi ősföldrajz meghatározó elemei a feldarabolódó Pangea, a még kicsiny, felnyílóban lévő középső Atlantikum, s a még nagy kiterjedésű, Egyenlítő közeli Tethys-óceán. A cephalopodák elsődleges elterjedését klimatikus hatások befolyásolták, s ennek megfelelően boreális és tágabb értelemben vett tethysi faunabirodalomról beszélhetünk. A közöttük lévő korreláció nagyon nehéz. Közös formák gyakorlatilag nincsenek, és a kevés, átfedést mutató terület faunájára vonatkozó ismeretek hiányosak. A faunabirodalmakon belüli provinciák kialakulásának valószínűleg egyéb okai (barrierek és filterek) lehettek. Utóbbiak gyorsabban változhattak, mint a klimatikus tényezők: valószínűleg ezzel magyarázható, hogy a késő-jurában még jól kimutatható Etióp provinciának (amely a tágabb értelemben vett tethysi faunabirodalom része volt) már nincs nyoma az alsó-kréta faunákban.

A jura/kréta határ közelében az ammoniteszfaunák a Mediterrán provincia Dél-Európa–Mexikó tengelye mentén voltak a legváltozatosabbak (RAWSON 1980). Ehhez a tengelyhez kapcsolódnak a Himalája környéki előfordulások is, itt azonban több endemikus formát találunk. A dél-amerikai területek Andesi faunaprovinciájában az endemikus alakok túlsúlya a jellemző, s a tethysi területekről ismert rokon formák száma alárendelt.

A hazai faunák a tethysi faunabirodalom Mediterrán provinciájának keretein belül értelmezhetők.

Globális tengerszintváltozás

Sok esetben jól dokumentálható, hogy az ammonitesz faunák tér- és időbeli elterjedése, az egyes faunák kicserélődése, a faunák „megújulása" és a globális tengerszintváltozások összefüggésben állnak, (REBOULET 1995), ugyanakkor a finomabb értelmezés körül még sok az ellentmondás (CECCA 1997). A problémáktól függetlenül azonban érdemesnek látszik megvizsgálni a globális

tengerszint alakulását jura/kréta határ közelében. A vizsgált szakaszon egy nagyon kifejezett kora-tithon csúcs után határozott, a berriasiba is áthúzódó, tengerszintesést mutat mind a HAQ et al. (1987), mind a HALLAM (2001) által szerkesztett görbe. Utóbbi szokatlanul gyors oszcillációt is mutat, amelyet HALLAM intenzív, de nem globális, tenziós tektonikával hoz összefüggésbe. Leegyszerűsítve a problémát, feltételezhető, hogy az alsó-tithon rétegekben mutatkozó nagy faunadiverzitás (amely nyomozható a boreális területek változatos volgai faunáiban is) összefüggésbe hozható a mezozoikum minden addiginál magasabb tengerszintjével; az ez után következő faunadiverzitás csökkenés pedig a tengerszint fokozatos, vagy oszcilláló csökkenésével.

Meteorit-becsapódás a jura/kréta határon

A kréta végi meteorit-becsapódás és a kréta végi nagy kihalás közötti valószínű összefüggés felismerése óta fokozott odafigyelés mellett folyik a becsapódási kráterek kutatása. Ennek fényében különösen érdekes lehet, hogy nemcsak a kréta végéről, hanem az időszak elejéről, a jura/kréta határról is ismerünk egy nagy becsapódási nyomot. A dél-afrikai Morokweng becsapódási struktúra a becslések szerint mintegy 70–340 km átmérőjű. A legújabb adatok a 80 km átmérőnél kisebb mértet valószínűsítik (REIMOLD et al. 2002). (Összehasonlításképpen, a híres és hírhedt kréta végi Chicxulub kráter átmérője mintegy 180 km). A központban mélyített fúrás krómban, nikkelben és kobaltban gazdag, vastag, olvadékkőzet rétegeket harántolt. A cirkon kristályokon végzett U-Pb kormeghatározás eredménye 144.7±1,9 Ma (KOEBERL & ARMSTRONG 1997), azaz jól egyezik a jura/kréta határra vonatkozó koradatokkal (GRADSTEIN et al. 1994, PÁLFY et al. 2000). Becsapódás tehát volt a jura végén, azonban globális, a szárazföldi és a tengeri életet egyaránt átformáló kihalásnak nincs nyoma az őslénytani anyagban. Az ammoniteszfauna változásával kapcsolatban legfeljebb az Etióp faunaprovincia önállóságának már említett megszűnése és a becsapódás időbeli egybeesése lehet feltűnő.

Jura/kréta határszelvények Magyarországon

Magyarországon a Dunántúli-középhegységben, főként a Bakonyban és a Gerecsében találhatók ammoniteszes, pelágikus képződmények, amelyek többé-kevésbé folyamatosan képviselik a alsó-jura–felső-kréta intervallumot. Az alaposan tanulmányozott tatai lelőhelyen (FÜLÖP 1975) a határ közelében lévő rétegsor feltűnően kondenzált – a tithon–berriasi rétegek együttes vastagsága nem haladja meg az 1,5 m-t – így itt a határ közelében lévő faunaváltás beható vizsgálata várhatóan nem hoz érdemi eredményeket.

A bakonyi jura/kréta határszelvényekről FÜLÖP 1964-es monográfiája nyújtja a legátfogóbb képet. A szerző számos berriasi kibukkanást sorol fel és dokumentál, amelyekből rendszerint szerény ammoniteszfauna is rendelkezésére állt. A monográfiában felsorolt cephalopodákat HORVÁTH A. határozta meg. FÜLÖP rámutatott, hogy a lehetséges szelvények közül a Hárskút–közös-kúti árok szel-

vénye tűnik a határkérdéssel kapcsolatban vizsgálatok szempontjából a legígéretesebbnek.

A fenti szelvény legalsó kréta szakászának réteg szerinti faunavizsgálata el is készült (HORVÁTH & KNAUER 1986). A szerzők a jura/kréta határt a Szentivánhegyi Mészkőben, a 32–33-as rétegek között húzták meg. A határ fölötti rétegekből berriasi faunát ismertek fel; lényegében valamennyi zónát és szubzónát kimutatták. Az általuk tömören ismertetett, gazdag anyagban 27 nemzetség mintegy 60 faja szerepel, annak ellenére, hogy a legalsó kréta fauna nagyon rossz megtartású. A hárskúti szelvény tithon ammonitesz anyagát FŐZY (1989, 1990) ismertette: a legfelső kimmeridgei – alsó-tithon gazdag és jól tagolható cephalopoda anyaggal volt dokumentálható, de a felső-tithon („Durangites" és Microcanthum zónák) anyagát a szerző nem választotta szét. A hárskútihoz nagyon hasonló fauna került elő a szintén bakonyi szilas-árki szelvény vizsgálatakor (FŐZY 1989, 1990): a tithon mélyebb része itt is megbízhatóan, míg magasabb része – részben a fauna rosszabb megtartása miatt – kevésbé részletesen volt dokumentálható.

A Gerecsében megismert faunagazdag alsó-tithon szelvények felett (FŐZY 1993b) egy ammoniteszekkel még a bakonyi szelvényeknél is hiányosabban dokumentálható felső-tithon sorozat volt kimutatható. Értékelhető berriasi cephalopoda anyagot gyakorlatilag csak a kondenzált Paprét-árki (HOFMANN 1884, VÍGH 1984) és a gazdagabb, feldolgozás alatt álló szomódi szelvény szolgáltatott.

Összefoglalás

Megállapítható, hogy a késő-jura (tithon illetve volgai) ammonitesz faunákat világszerte nagy változatosság jellemezte, amely némileg lecsökkent a kréta (berriasi) legelején. Mindez feltehetően összefüggésben van a globális tengerszint kitartó csökkenésével, amely egy minden addiginál magasabb szintről indulva a tithonban vette kezdetét.

A jura/kréta határ közelében erős endemizmust mutató, klimatikusan szabályozott cephalopoda faunabirodalmak (boreális és tethysi) léteztek, amelyeken belül több ősállatföldrajzi provincia körvonalazható. A hazai fauna a Tethys Mediterrán provinciájába tartozik. A mediterrán faunákban a jura/kréta határ közelében megfogyatkoznak és eltűnnek a Simoceratidae, az Ataxioceratidae, az Aspidoceratidae és a Himalaytidae családok képviselői és megjelennek a Neocomitidaek. A krétában felvirágzó nagy új csoport, az Ancyloceratinae alrend már a tithon során megjelenik. A fentiekből is érzékelhető az ammoniteszfauna elszegényedése a tithon/berriasi, azaz a jura/kréta határon. Ez az elszegényedés azonban korántsem volt olyan mértékű, mint amilyen pl. a korábbi nagy faunaváltásnál, a triász/jura határon volt tapasztalható.

Ha a kora-kréta ammonitesz családok elterjedését vizsgáljuk, a barremi/apti azaz az alsó-/középső-kréta határon mutatkozó faunaváltozás tűnik a legmarkánsabbnak.

A jura/kréta határról ismeretes dél-afrikai óriásmeteorit becsapódása és az ammoniteszfaunák változása között nem mutatható ki egyértelmű összefüggés. A faunaváltás nem volt drámai.

A Dunántúli-középhegységben a felső-tithont, s részben a legalsó krétát is pelágikus képződmények, a Mogyorósdombi és a Szentivánhegyi Mészkő formációk képviselik, amelyek fokozatosan fejlődnek ki a vörös, gumós, jellegzetesen ammonitico rosso típusú Pálihálási Mészkőből. Gondot jelent, hogy a vörös gumós jelleg eltűnésével párhuzamosan az ammoniteszfauna egyre rosszabb megtartású és egyre szegényesebb a jura/kréta határt közelítve. A cephalopodák rendszerint egyre visszaoldottabbak, egyre töredékesebbek, s egyre kevesebb közöttük a határozható példány. Ennek ellenére a szilas-árki, a hárskúti és a szomódi szelvények felső-jura–alsó-kréta ammoniteszfaunájának vizsgálata további eredményeket ígér. Részletesebb összehasonlítás után remélhetőleg megválaszolható lesz az a kérdés is, hogy a törmelékes gerecsei alsó-kréta rétegsorok ammoniteszfaunája mennyiben tér el a hasonló korú bakonyi ammoniteszfaunáktól.

Összefoglalásképpen kijelenthető, hogy az ammoniteszfauna változásának mértéke a jura/kréta határon, a jurában és a krétában az emelethatárokon bekövetkezett faunaváltozások mértékével vethető össze, és elmarad a jura elején tapasztalt faunaváltástól. Nem hasonlítható össze a kréta végi eseményekkel, amelyek során véget ért az ammoniteszek mintegy 350 millió éven át tartó jelenléte a tengerekben. A hagyományosan határnak tekintett idősík nem az ammoniteszfauna, hanem a nyugat-európai típusterületekről ismert fáciesek változását tükrözi. Így a jura/kréta határ helye nem evolúciós, hanem sokkal inkább földtörténeti és tudománytörténeti okokra vezethető vissza.

Köszönetnyilvánítás

A szerző ezúton mond köszönet Dr. CSÁSZÁR Gézának (MÁFI), akinek bátorító és ösztönző segítsége nélkül e munka nem készült volna el; Dr. GALÁCZ András és Dr. PÁLFY József lektoroknak, a kézirat lelkiismeretes és alapos bírálatáért. A vizsgálatok a T 34208 és a T 037510 számú OTKA témákhoz kapcsolódnak.

Irodalom – References

CALLOMON, J. H. 1995: Time from fossils: S. S. Buckman and Jurassic high-resolution geochronology. – *Milestones in Geology, Geological Society Memoir* **16**, 127–150.

CECCA, F. 1997: Late Jurassic and early Cretaceous uncoiled ammonites: trophism-related evolutionary process. – *C. R. Acad Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planétes* **325**, 629–634.

CHECA, A. 1985: Los Aspidoceratiformes en Europa (Ammonitina, Aspidoceratidae: subfamilias Aspidoceratinae y Physodoceratinae). – Thesis doctoral, Univiversidad de Granada, p. 413.

CHECA, A., OLÓRIZ, F. & TAVERA, J. M. 1986: Last records of *"Aspidoceras"* in the Mediterranean – *Acta Geologica Hungarica* **29/1–2**, 161–168.

FŐZY, I. 1988: Tithonian ammonites (Oppeliidae, Haploceratidae and Simoceratidae) from the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Annales Universitatis Scientiarium Budapestinensis, Sectio Geologica* **28**, 43–119.

FŐZY I. 1989: Felső-jura ammonitesz biosztratigráfia a Bakony hegységben. – *Földtani Közlöny* **119**, 133–156.

FŐZY, I. 1990: Ammonite succession from three Upper Jurassic sections in the Bakony Mts. (Hungary). – In: PALLINI, G. (Ed.), Atti Conv. Int. F.E.A. Pergola, 323–339.

FŐZY, I. 1993a: Upper Jurassic biostratigraphy in the Mecsek Mts., Southern Hungary. – *Földtani Közlöny* **123/2**, 195–205.

FŐZY, I. 1993b: Upper Jurassic biostratigraphy of the Gerecse and Pilis Mts. – *Földtani Közlöny* **123/4**, 441–464.

FŐZY I. & FOGARASI A. 2002: A gerecsei Bersek-hegy törmelékes sorozatának tagolása az alsó-kréta ammonitesz fauna és a nannoplankton flóra alapján. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 293–325.

FŐZY, I., KÁZMÉR, M. & SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna of the Gerecse Mts. Hungary. – In: PALLINI, G. (Ed.) Proc. 3 rd Pergola Int. Symp., 155–165.

FŐZY, I. & MELÉNDEZ, G. 1996: Oxfordian ammonites from Hungary. – In: RICCARDI, A. C. (Ed.): *Advances in Jurassic research, GeoResearch Forum* **1–2**, 187–194.

FÜLÖP J. 1964: A Bakonyhegység alsó-kréta (berriázi – apti) képződményei. – *Geologica Hungarica, series Geologica* **13**, 193.

FÜLÖP J. 1975: A tatai mezozoós alaphegységrögök. – *Geologica Hungarica, series Geologica* **16**, 225 p.

GÉCZY

B. 1993: Ősállattan. Invertebráta paleontológia. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 595 p.

GRADSTEIN, F. M., ADTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1994: A Mesozoic time scale – *Journal of Geophysical Research* **99**, 24,051–24,074.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. – *Science* **235**, 1156–1167.

HALLAM, A. 2001: A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167**, 23–37.

HANKOCK, J. M. 1991: Ammonite scales for the Cretaceous System. – *Cretaceous Research* **12**, 259–291.

HOEDAEMAEKER, P. J. 1987: Correlation possibilities around the Jurassic/Cretaceous boundary. – *Scripta Geologica* **84**, 1–55.

HOEDEMAEKER, P. J. & RAWSON, P. F. 2000: Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000). – *Cretaceous Research* **21**, 857–860.

HOFMANN K. 1884: A Duna jobb partján Ó-szőny és Piszke közt foganatosított földtani részletes fölvételről. – *Földtani Közlöny* **14**, 174–190.

HORVÁTH, A., & KNAUER, J. 1986: Biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary beds in the profile Közöskút Ravine II. at Hárskút. – *Acta Geologica Hungarica* **29/1–2**, 65–89.

KOEBERL, C. & ARMSTRONG, R. A. 1997: Morokweng, South-Africa – a large impact structure of Jurassic Cretaceous boundary age. – *Geology* **25/8**, 731–734.

NAGY, I. Z. 1967: Unterkretazische Cephalopoden aus dem Gerecse-Gebirge I. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **59**, 53–79.

NAGY, I. Z. 1968: Unterkretazische Cephalopoden aus dem Gerecse-Gebirge II. – *Annales Historico-Naturalis Musei Nationalis Hungarici* **60**, 41–59.

PÁLFY J., SMITH P. L. & MORTENSEN J. K. 2000: A U–Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ time scale for the Jurassic. – *Canadian Journal of Eart Sciences* **37**, 923–944.

PAGE, K. 1993: Mollusca: Cephalopoda (Ammonoidea: Phylloceratina, Lytoceratina, Ammonitina and Ancyloceratina). – In: BENTON M. J. (Ed.): The Fossil Record 2., Chapman & Hall, London, 213–227.

RAWSON, P. 1980: Early Cretaceous Ammonite Biostratigraphy and Biogeography – The Ammonoidea. HOUSE, M. R. & SENIOR, J. R. (Ed.): *Systematics Association Special Volume* **18**, 499–529.

REIMOLD, W. U., ARMSTRONG, R. A. & KOERBEL, C. 2002: A deep drillcore from the Morokweng impact structure, South Africa: petrography, geochemistry, and constraints on the crater size. – *Earth and Planetary Science Letters* **201**, 221–232.

REBOULET, S. 1995: L'évolution des ammonites du Valanginien–Hauterivien inférieur du bassin Vocontien et de la plate-forme Provencale (Sud-Est de la France): relations avec la stratigraphie séqentielle et implications biostratigraphiques. – *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon*, **137**, 371 p.

SMITH, W. 1816: Strata identified by organised fossils. – W. Arding, London

TAVERA, J. M. 1985: Los ammonites del Tithonico superior. – Berriasense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). – Thesis Doctoral, Universidad de Granada, 1–381.
VÍGH, G. 1984: Néhány bakonyi (titon) és gerecsei (titon–berriasi) lelőhely ammonites-faunájának biosztratigráfiai értékelése. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **76**, 1–133.
WIEDMANN, J. 1975: The Jurassic–Cretaceous boundary as one of the Mesozoic System boundaries. – *Mém. B.R.G.M.* **86**, 358–362.
WIEDMANN, J. 1980: El limite Jurassico–Cretasico: Problemas y soluciones. – Actas II. Congr. Argentino Paleont. & Bioestrat. &. I. Congr. Latinamericano Paleont, 103–120.
WRIGHT, C. W, CALLOMON, J. H. & HOWARTH, M. K. 1996: Treatise on Invertebrate Paleontology Part L, Mollusca 4, Revised, Volume 4: Cretaceous Ammonoidea – Geological Society of America and University of Kansas, 1–362.

Kézirat beérkezett: 2003. 02. 19.

Földtani Közlöny 133/3, 397–420 (2003) Budapest

Bazaltos kőzetekben előforduló kvarc és földpát xenokristályok petrogenetikai jelentősége

Petrogenetic significance of quartz and feldspar xenocrysts in basaltic rocks

KOVÁCS István[1] – BALI Enikő[1]– KÓTHAY Klára[1]– SZABÓ Csaba[1]– NÉDLI Zsuzsanna[2]

(1 ábra, 3 tábla, 4 táblázat)

Tárgyszavak: xenokristályok, alkáli bazaltok, oldódás, olvadás, reakció korona
Keywords: quartz and feldspar xenocrysts, alkali basalts, dissolution, melting, reaction rim

Abstract

Quartz and plagioclase xenocrysts were found in the Plio-Pleistocene alkaline basalts in the Nógrád–Gömör and the Bakony–Balaton Highland Volcanic Fields (Hungary). Most of these xenocrysts show an interaction rim composed mostly of glass and clinopyroxene. Here we present the results of a detailed petrographic and geochemical study on these felsic xenocrysts and their interaction coronas.

In alkaline basalts from the Nógrád–Gömör feldspar xenocrysts and xenoliths composed of quartz and feldspar show size of 0.5 mm – 2 cm in diameter and are surrounded by a clinopyroxene corona with subordinate glass. Grain size of the clinopyroxenes (15–100 μm) decreases continuously from the quartz and feldspar xenocrysts towards the basaltic groundmass. The clinopyroxenes grow gradually into the host basalt forming rounded shape border. The composition of clinopyroxenes in the corona is diopside, which is different from those in the groundmass of the host basalt.

Alkaline basalts from the Bakony–Balaton Highland enclose only quartz xenocrysts, which are surrounded by 0.2–1 mm wide glass and 0.3–0.8 mm wide clinopyroxene rims. These reaction rims, where carbonate minerals (ankerite) often occur in the glass, show textural similarity to those of the Nógrád–Gömör samples. Glasses in the interaction rims between quartz and the basaltic host rocks in the Bakony–Balaton Highland are enriched in silica and alkalis; the clinopyroxene is diopside.

Different size and chemical composition of the reaction rims from the two distinct volcanic areas refer to either different composition and/or temperature of the mafic melts interacted with the felsic xenocrysts. The volcanic glass is subordinate in interaction rims of fedspar xenocrysts and feldspar-quartz xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field, which may be the result of relatively slow cooling rate. Relatively thick glass rims around xenocrysts from the Bakony–Balaton Highland could be explained by a relatively high temperature entrapment of felsic xenocrysts in the mafic melt and/or longer residence time. The presence of carbonate-bearing volcanic glass in the rims of the quartz xenocrysts in the Bakony–Balaton Highland may refer to high CO_2 content of the mafic melt.

Összefoglalás

Kvarc és földpát xenokristályokat és xenolitokat gyűjtöttünk be a Bakony–Balaton-felvidék és Nógrád–Gömör plio-pleisztocén alkáli bazaltjaiból. A xenokristályok/xenolitok többsége klinopiroxénből és kőzetüvegből álló reakciókoronával rendelkezik. A dolgozatban e xenokristályok és reakciókoronáik részletes geokémiai és kőzettani vizsgálatának eredményeit mutatjuk be.

A nógrád–gömöri alkáli bazaltokban található földpát xenokristályok, valamint kvarcból és földpátból felépülő xenolitok 0,5 mm–2 cm méretűek, amelyeket alárendelt mennyiségű kőzetüveget tartalmazó klinopiroxén gyűrű övez. A klinopiroxén szemcsemérete a kvarc felől a befogadó bazalt felé fokozatosan csökken (15–100 μm) és a klinopiroxén zóna fokozatosan megy át a befogadó

[1] ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
[2] SzTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H–6722 Szeged, Egyetem út 2–6.

bazaltba. A reakciókoronában található klinopiroxén diopszidos összetételű és eltér a befogadó alkáli bazalt alapanyagában megjelenő klinopiroxén összetételétől.

A Bakony–Balaton-felvidéken található hegyestűi alkáli bazaltban előforduló xenokristályok kvarcok, amelyeket 0,2–1 mm vastag kőzetüveg és 0,3–0,8 mm szélességű klinopiroxén gyűrű övez (sorrendben). A reakciókorona – amely karbonátot is tartalmaz – szövetileg nagyon hasonló a nógrád–gömöri mintákéhoz. A kőzetüveg alkáliákban és szilíciumban egyaránt gazdagodott, a klinopiroxén diopszidos összetételű.

A két lelőhelyről származó reakciókoronák a szöveti hasonlóságok ellenére eltérő kémiai összetételt és méretet mutatnak, ami egyrészt a xenokristályok/xenolitok eltérő anyagának, valamint a befogadó bazalt eltérő hőmérsékletének és összetételének köszönhető. A kőzetüveg zónák hiánya a nógrád–gömöri xenokristályok esetében a bazaltba kerülés alacsonyabb hőmérsékletével hozható kapcsolatba, míg a Hegyestűn található vastagabb kőzetüveg zónák megjelenése nagyobb hőmérsékletű kölcsönhatásra utal. A hegyestűi reakciókoronában megjelenő karbonát a befogadó bazalt jelentős CO_2 tartalmát jelzi.

Bevezetés

A szakirodalomban számos helyen találkozhatunk alkáli bazaltokban előforduló kvarc és földpát xenoristályok és az ezekhez kapcsolódó reakciótermékek ismertetésével (DOE et al. 1969; SATO 1975; GROVE et al. 1988; BAKER et al. 1991; LUHR et al. 1995). Ezek a xenokristályok rendszerint sekélyebb mélységben, elsősorban a kéregből kerülnek bele a felfelé mozgó bazaltos olvadékokba. A beágyazódás után a befogadó olvadék és a xenokristályok közötti hőmérsékleti és kémiai különbségek hatására intenzív kölcsönhatás indul meg. A kvarc és földpát xenokristályok bazaltos olvadékban bekövetkező olvadását és az ezzel összefüggő diffúziós folyamatokat számos kísérleti kőzettani munka vizsgálta (WATSON 1982; DONALDSON 1985; SHAW 2000).

A hazai bazaltos összetételű kőzetek ilyen szempontú vizsgálata eddig még nem történt meg, azonban a különböző vulkáni területek (Nógrád–Gömör, Bakony–Balaton-felvidék) alkáli bázisos kőzetein folyó intenzív kőzettani és geokémiai vizsgálataink során figyeltünk fel az alapanyagban megjelenő kvarc és földpát xenokristályokra.

Ebben a dolgozatban értelmezzük a xenokristályok és a befogadó bazalt között lezajló kémiai és fizikai kölcsönhatásokat, és következtetéseket vonunk le a befogadó alkáli bazaltok geokémiai és mechanikai (nyomás, hőmérséklet, emelkedési sebesség, viszkozitás) jellemzőire.

Földtani háttér

A nógrád–gömöri térség aljzatát a Veporidák és Gömöridák kristályos paleozoos sorozata alkotja, amelyre fiatalabb paleogén-neogén üledékes kőzetek települnek (JUGOVICS 1968a). Az alkáli bazaltos vulkanizmusra a Kárpát-Pannon régió posztextenziós szakaszában, a plio-pleisztocén során került sor (pl.: SZABÓ et al. 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 1993). A felfelé hatoló alkáli bazaltos magma számos köpeny és kéreg zárványt hozott a felszínre, amelyek lehetőséget teremtenek a litoszféra mélyebb régióiba történő betekintésre. Megtalálhatjuk a Cr-diopszidos (reziduális köpeny litoszféra – SZABÓ & TAYLOR 1994), Al-augit (kumulátum,

gazdagodott köpeny litoszféra/alsó kéreg – KOVÁCS & ZAJACZ 2000; KOVÁCS & Szabó 2003; ZAJACZ & SZABÓ 2003) sorozatot képviselő xenolitokat is. A kvarc és földpát xenokristályokat tartalmazó kőzeteket a Bárna közelében található Nagykőről gyűjtöttük. Itt több mm-es kvarc xenokristályok is megfigyelhetők a bazaltban. A Nagykő (a Medves platótól délnyugatra) egy kisebb méretű hasadékkitöltés, amit közel észak-déli csapásirányú, 2,1 millió éves alkáli bazalt épít fel.

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen a plio-pleisztocén alkáli bazaltok mezozoos karbonátokra és fiatalabb sziliciklasztos üledékekre települnek (JUGOVICS 1968b). Számos bazalt lelőhelyről (pl. Szentbékkálla, Bondoró-hegy, Szigliget) nagy mennyiségű ultrabázisos köpeny xenolitot, valamint granulit xenolitot írtak le (pl. DOWNES et al. 1992; TÖRÖK 1995; KEMPTON et al. 1997; BALI et al. 2002; TÖRÖK 2002). Az általunk vizsgált Hegyestűn köpeny-litoszféra eredetű xenolitokat még nem találtak, ellentétben a kvarc xenokristályokkal. A látványos Hegyestű egy monovulkáni kúp, amely egyszeri magmás esemény eredménye. A bazalt primitív összetételű, kora kb. 5 millió év (BALOGH et al. 1986; EMBEY-ISZTIN et al. 1993; KÓTHAY et al. szóbeli közlés)

Petrográfiai megfigyelések

Xenokristályok és reakciótermékeiknek petrográfiája

A terepen számos kőzetminta begyűjtésére került sor (>150), amelyekből vékonycsiszolatok készültek. A dolgozat tárgyát képező mintákat elsősorban köpeny- és kéregxenolitok és a befogadó alkáli bazalt vizsgálata céljából gyűjtöttük be és a mikroszkópos feldolgozás során lettünk figyelmesek az alapanyagban található kisméretű (0,50–1,20 mm) kvarc és földpát xenokristályokra, továbbá kvarcból és földpátból álló xenolitokra. Több, mint tíz xenokristályból négy reprezentatív mintát választottunk ki részletes tanulmányozásra. A xenokristályokat áteső fényben vizsgáltuk optikai mikroszkóp segítségével, továbbá pásztázó elektronmikroszkópos felvételek készítésére és kiértékelésére is sor került.

A nógrád–gömöri vulkáni területen, a bárnai Nagykőn találtunk földpát xenokristályokat tartalmazó alkáli bazaltot (NBN17H minta). Az itt előforduló földpát xenokristályok kis méretűek (0,50–1,25 mm), a befogadó bazalttól éles határral különülnek el és zömmel klinopiroxén szemcsékből álló reakciókorona jelenik meg körülöttük (*I. tábla, 1. kép*). A klinopiroxén rendszerint sugarasan helyezkedik el, mérete a bazalttól a földpát xenokristály irányába fokozatosan csökken (100 μm-ről 15 μm-re). Alakja megnyúlt, oszlopos; gyengén zöld pleokroizmusa jól megfigyelhető. A földpátot övező klinopiroxének között néhol kisméretű (5–10 μm) kőzetüveg foltokat találunk (*I. tábla, 2. kép*) és ritkán tűs apatit kristályok is megjelennek ebben a zónában. Esetenként a földpát xenokristály már nem található meg, csak a klinopiroxénből és kőzetüvegből álló aggregátum (*I. tábla, 3. kép*).

Ugyancsak a bárnai Nagykőn bukkantunk cm-es méretű kvarcból és földpátból felépülő savanyú xenolitokra (NBN41 és NBN42 minta). A zárványokban ujjszerű, szabálytalan alakú kvarc képletek, vázkristályos plagioklász metszetek és

folyásos struktúrák láthatók (*II. tábla, 3. kép*). A földpátokban és a kvarcokban egyaránt jelentős mennyiségű szilikátolvadék zárvány található és a földpátok sok esetben zónásak. A szilikátolvadék zárványok a földpátban negatívkristály alakúak. Az említett xenolitok körül belső kőzetüveg zóna nem alakult ki, hanem a klinopiroxének közvetlenül a zárványt övezik. A klinopiroxénből álló zóna általában 200–300 μm széles. A klinopiroxén kristályok általában nyúltak, 50–200 μm méretűek és hipidiomorf-idiomorf megjelenésűek. Optikai tulajdonságaik alapján két csoportba oszthatók. Az egyik típust élénk zöld pleokroizmus jellemzi és az optikai jellegzetességei alapján összetétele egirin (*I. tábla, 4. kép, II. tábla, 1., 2. kép*). Ezek általában az olvadt kvarcok közelében, a szegélyeken, valamint a zárvány belsőbb részeiben találhatók. A másik klinopiroxén típus színtelen, optikai tulajdonságai leginkább augitra vagy diopszidra illenek. Ezek főleg a földpátok közelében és általában a befogadó bazalt felé eső határzóna belső övében találhatók (*II. tábla, 2. kép*). Mindkét klinopiroxén-típus nyúlt, kristályai általában radiálisan helyezkednek el. A klinopiroxén övet követően a befogadó bazalt irányában egy narancsszínű, külső kőzetüvegzóna található, amely a 0,50–1,00 mm-es szélességet is elérheti.

A Zánka közelében található hegyestűi bazaltban viszonylag nagy méretű (0,20–1,20 cm) kvarc xenokristályok fordulnak elő, amelyek gyakran kisméretű (0,20–0,50 mm) kvarcszemcsékre estek szét. A kristályhalmazokat általában egy széles (0,20–1,00 mm) kőzetüvegzóna veszi körül, amelyet kevésbé határozott, 0,35–0,80 mm vastagságú zóna is övez, amit túlnyomórészt kisméretű (0,15–0,60 mm) klinopiroxén kristályok tömege alkot (*II. tábla, 4. kép; III. tábla, 1. kép*). A klinopiroxén zóna kőzetüveg felé eső határa éles kontúrral jellemezhető, a befogadó bazalt felé azonban kevésbé kifejezett. A klinopiroxén sáv szélessége legtöbbször 5–10 μm. A klinopiroxén világoszöld pleokroizmust mutathat és az optikai jellemzői alapján diopszidos összetételűnek tekinthető. Kisebb mennyiségben a xenokristályt körülvevő üveges zónában igen vékony, erősen nyúlt apatit kristályok szintén megjelenhetnek. Az egyik nagyméretű zárványhoz kapcsolódó kőzetüvegben megfigyelhető egy, kb. 1 mm átmérőjű apró szemcsékből (0,2 mm) álló földpát halmaz is, amely folyamatos átmenetet mutat az üveg irányába. A szanidines összetételű földpát habitusa alapján itt a kőzetüveg devitrifikációjából származik. A zárványok többségében barnásvörös, szabálytalan alakú, kerekded, 40–100 μm átmérőjű karbonát (ankerit) csomók is előfordulnak a kőzetüvegben (*II. tábla, 2. kép*). A kerekded karbonátokat igen gyakran karbonáterek kötik össze. A legnagyobb méretű (3 mm) karbonátban, egymással párhuzamos sávokban, opak vas-oxid képletek helyezkednek el. A különböző xenokristályok körül kialakuló reakciókoszorú jellemző fizikai paramétereit az *I. táblázat*ban foglaltuk össze.

Pásztázó elektronmikroszkóp segítségével (SEM) a fénymikroszkóppal kevéssé azonosítható szerkezeti finomságokat és kémiai heterogenitásokat vizsgáltuk. Az SEM felvételek a Modenai Reggio Emilia Egyetem nagyműszer központjának (CIGS) pásztázó elektromikroszkópos laboratóriumában (Modenában) készültek, egy Philips XL-3 típusú scanning elektronmikroszkóppal.

A hegyestűi minták esetében a kvarc xenokristályban vékony (~ 5 μm) karbonát- és kőzetüveg-ereket azonosítottunk. A kőzetüvegzónában a befogadó

I. táblázat. A xenokristályok reakciókoronáinak jellemző adatai
Table I Characteristic physical parameters of reaction coronas

Lelőhely	Kőzetüveg-zóna I	Klinopiroxén zóna	Kőzetüveg-zóna II	Xenokristály
Nógrád-Gömör Bárna, Nagykő	nincs, csak foltokban	szélesség: 200–300 μm, földpát xenokristály irányába növekvő szemcseméret	szélesség: 0,5 –1 mm, narancs színű	földpát : ~0,5–1,25mm, kvarc-földpát xenolit: ~ 0,5–2 cm
Balaton-felvidék Hegyestű	szélesség: 0,2–1 mm, karbonát tartalom, devitrifikáció	szélesség: 0,35–0,8 mm kvarc xenokristály irányába növekvő szemcseméret	szélesség: 0,5 mm, barnásvörös színű	kvarc: ~ 0,2–1,2 cm, darabokra fragmentáltak

bazalt felé eső oldalon megjelenő klinopiroxének igen gyakran kisméretű (3–8 μm) kvarc beágyazásokat tartalmaznak (*III. tábla, 3. kép*). Főleg az SEM felvételek segítségével vált lehetővé a klinopiroxének mellett megjelenő apatit-tűk egyértelmű azonosítása is. A bárnai Nagykői kvarc-földpát aggregátumok szegélyén is SEM segítségével sikerült megfigyelnünk a Na-szanidines földpátok lebomlásához kapcsolódó jelenségeket, így a szabályos rajzolatú átalakulási nyomok, ahol rombusz alakú, kisméretű (5–10 μm) kvarc kristályok találhatók a földpátos mátrixban (*III. tábla, 4. kép*).

Geokémiai vizsgálatok

A reakciókoronák ásványi fázisainak kémiai összetételét JEOL SUPERPROBE JXA-8600 elektronmikroszondával elemeztük a Firenzei Egyetem Földtudományi Tanszékén Dr. Orlando VASELLI segítségével. A készülék hullámhossz-diszperzív (WDS) detektorral felszerelt műszer. A mintákban a kiválasztott fázisokon rendszerint 2-3 pont mérést végeztünk, mind az ásvány magjában, mind a peremén. Az elemzést természetes standardok segítségével, elemenként 40 másodperces számlálási idővel végeztük, és a nyers eredményeket ZAF-korrekcióval számoltuk át. A mintaáram 10 nA, a gyorsítófeszültség 15 kV volt. A mikroszondás vizsgálatok eredményeit mintánként, a modális összetevőknek megfelelően tárgyaljuk.

NBN17h minta (Bárna, Nagykő)

A xenokristály Na-szanidines összetételű földpát (*II. táblázat*). A kőzetüveg szilíciumban viszonylag szegény (59,0 m/m%), alumíniumban (22,3 m/m%) gazdag és igen nagy K-tartalmú (6,9 m/m%) (*III. táblázat*). Zónásság nem azonosítható, hiszen a kőzetüveg csak nagyon kis (10 μm) foltokban található a klinopiroxén tűk között. A klinopiroxének diopszidos összetételűek és zónásak. A mag kisebb TiO_2-, Na_2O-, FeO-, Al_2O_3-, nagyobb SiO_2-, MgO-, CaO-tartalmú, mint a megfelelő szegélyt képező zóna (*IV. táblázat*). A bazalt alapanyagában

II. táblázat. A földpát m/m%-os átlagos kémiai összetétele
Table II Average chemical composition of feldspars (m/m%)

	NBN42 xenokristály	NBN42 alapanyagban	NBN41 xenokristály	NBN41 xenokristály szegély	NBN17 xenokristály
mérések száma:	21	4	4	2	3
SiO_2	66,0	63,8	67,2	64,9	66,7
Al_2O_3	16,9	21,2	17,2	20,3	18,9
FeO	1,83	0,13	1,36	0,23	0,89
CaO	0,03	2,28	0,00	0,81	0,35
Na_2O	4,19	6,96	3,99	5,90	5,12
K_2O	10,6	5,07	10,4	7,32	9,28
Totál	99,63	99,49	100,37	101,00	101,37
Si	3,02	2,87	3,04	2,90	2,98
Al	0,91	1,13	0,92	1,05	0,99
Fe^{2+}	0,06	0,00	0,05	0,02	0,03
Ca	0,00	0,11	0,00	0,05	0,02
Na	0,37	0,61	0,35	0,52	0,44
K	0,62	0,29	0,60	0,46	0,53
Ab	37,41	60,14	36,73	51,56	44,81
An	0,13	10,88	0,01	1,02	1,66
Or	62,45	28,98	63,26	42,12	53,53

található klinopiroxének SiO_2- és Na_2O-ban szegényebbek, míg Al_2O_3- és FeO-ban gazdagabbak; összetételük Ca-gazdag diopszid. A klinopiroxénekkel együtt megjelenő apatit fluor-tartalmú. A befogadó kőzet alkálibazaltos összetételű.

NBN41 minta (Bárna, Nagykő)

A xenolit kvarcból és földpátból felépülő kőzet. A földpátok Na-szanidines összetételűek, K_2O tartalmuk némileg nagyobb az előző mintához (NBN17h) viszonyítva. A zónás földpátok szegélyét a magtól nagyobb albit- és anortit-tartalom jellemzi, míg a befogadó bazaltban található földpátok lényegesen bázisosabbak (*II. táblázat*). A klinopiroxének diopszidos és egirines összetételűek. A diopszidon a mag és a szegélyek esetében az előző mintához hasonló tendenciát figyelhettük meg: a szegélyen is elsősorban a mobilisabb elemek (TiO_2, Na_2O, FeO) koncentrálódtak, ugyanakkor az Al_2O_3 esetében nem tapasztalunk növekedést. Az egirin lényegesen nagyobb Na_2O- és FeO-tartalmával tér el a diopszidtól. A kvarc lamellák mellett található földpátok összetételét a SEM vizsgálatok során energiadiszperzív módszerrel vizsgáltuk. Az itt található földpátok összetétele nagyon hasonló az átalakulást nem mutató zónás földpátok magjához (*II. táblázat*).

NBN42 minta (Bárna, Nagykő)

Ebben a mintában szintén kvarc- és földpátból felépülő xenolit képezi a reakció korona magját. A xenolitok és a bazaltos alapanyag földpátjainak összetétele megegyezik az előző, NBN41 minta ásványainak összetételével (*II. táblázat*). A klinopiroxének diopszidos és egirines összetételűek. A diopszid összetétele azonos az NBN41 mintában található diopszid magjával, azonban az egirin

III. táblázat. A kőzetüveg átlagos m/m%-os kémiai összetétele
Table III Average chemical composition of glasses (m/m%)

	Bárna -Nagykő (NBN17)		Hegyestű (Hegy1)	
	xenokristály mellett	xenokristály mellett	devitrifikálódott kőzetüveg	külső kőzetüveg zóna
mérések száma:	1	15	2	2
SiO_2	59,0	76,1	69,9	48,8
TiO_2	n.d.	0,87	1,08	1,32
Al_2O_3	25,3	8,37	11,2	19,9
Cr_2O_3	n.d.	0,00	n.a.	n.a.
FeO	0,14	4,25	3,85	3,40
MnO	n.d.	0,06	0,13	0,10
MgO	0,11	0,69	0,71	1,77
CaO	5,34	0,52	0,39	7,68
Na_2O	0,91	2,50	2,48	6,61
K_2O	6,89	4,52	3,73	2,87
SrO	0,08	0,01	n.a.	n.a.
BaO	0,26	0,03	n.a.	n.a.
F	n.d.	0,06	n.a.	n.a.
SO_3	0,00	0,05	n.a.	n.a.
Cl	0,02	0,12	n.a.	n.a.
Totál	98,14	98,08	93,44	92,46

n.d.=nem detektált (not detected)
n.a.=nem analizált (not analyzed)

esetében kifejezett zónásság tapasztalható. A mag kisebb mennyiségű TiO_2-, FeO-, Na_2O-t és több CaO-, MgO-t tartalmaz, ugyanakkor a szegély összetétele a NBN41 minta egirin magjának kémiai összetételhez áll közelebb (*IV. táblázat*).

Hegy1 minta (Zánka, Hegyestű)

A hegyestűi xenokristály kvarc, amelynek környezetében a kőzetüveg SiO_2-ben lényegesen gazdagabb (76,0 m/m%), míg Al_2O_3-ban szegényebb (8,3 m/m%), mint azt a nagykői földpát xenokristályok környezetében láttuk (*III. táblázat*). A külső (bazaltos alapanyag felé eső) kőzetüvegzóna lényegesen kevesebb SiO_2-t (~50%), ugyanakkor több Al_2O_3-t (~20%) tartalmaz. A devitrifikálódó kőzetüvegzónában lévő földpát átmeneti összetételt mutat az előző két üvegtípus között (*II. táblázat*). A klinopiroxének összetétele diopszidos és igen hasonló a földpát xenokristályok körül megjelenő diopszidok magjához (NBN17H, NBN41 és NBN42; *IV. táblázat*).

A klinopiroxénben található kvarc magokat és az alábbi fázisokat a SEM vizsgálatok során mértük energiadiszperzív (EDAX) rendszerrel. A kőzetüvegben található kerekded karbonátok a vizsgálatok alapján CaO mellett jelentős mennyiségű FeO-t (~16 m/m%) és MgO-t (~18 m/m%) tartalmaznak. A xenokristályban lévő karbonáterek összetétele megegyezik az üvegben előforduló karbonátokéval. A xenokristályban található kőzetüvegerek összetétele jelen-

IV. táblázat A klinopiroxének átlagos, m/m%-os kémiai összetétele

Table IV Average chemical compositions of clinopyroxenes (m/m%)

	Hegyestû (Hegy1)		**Bárna-Nagykő (NBN17)**		**Bárna-Nagykő (NBN41)**			**Bárna-Nagykő (NBN42)**			
	diopszid	diopszid mag	diopszid szegély	alap-anyagban	diopszid mag	diopszid szegély	egirin	diopszid	egirin mag	egirin szegély	alap-anyagban
mérések száma:	9	3	2	2	9	12	9	9	14	6	13
SiO_2	53,8	54,0	50,5	46,2	53,0	52,2	52,2	52,9	51,8	51,9	46,2
TiO_2	0,47	0,28	1,33	3,08	0,37	0,52	5,75	0,39	1,22	5,16	2,55
Al_2O_3	0,37	0,40	2,54	8,17	0,31	0,21	0,17	0,30	0,19	0,21	8,79
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,02	0,11	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05
FeO	7,33	9,31	11,98	7,27	8,59	12,79	19,53	7,75	17,69	22,19	5,58
MnO	0,24	0,26	0,37	0,15	0,27	0,41	0,44	0,22	0,35	0,36	0,12
MgO	14,6	13,3	11,0	12,1	13,4	10,8	3,7	14,1	7,3	2,4	13,0
CaO	22,8	23,2	20,7	22,4	23,0	21,1	5,4	23,2	15,0	2,6	22,3
Na_2O	0,52	0,55	1,22	0,54	0,67	1,20	10,20	0,43	4,82	11,75	0,66
K_2O	0,02	0,16	0,05	0,01	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01
Totál	100,16	101,42	99,67	99,95	99,54	99,26	97,41	99,24	98,34	96,53	99,20
Si	1,99	1,99	1,91	1,72	1,98	1,99	2,00	1,98	1,99	1,99	1,71
Al	0,02	0,02	0,11	0,36	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,38
*Fe^{3+}	0,03	0,04	0,09	0,07	0,05	0,08	0,42	0,04	0,31	0,58	0,09
Fe^{2+}	0,20	0,25	0,30	0,16	0,22	0,33	0,20	0,20	0,26	0,13	0,08
Mg	0,80	0,73	0,61	0,67	0,74	0,61	0,21	0,79	0,42	0,14	0,72
Ca	0,90	0,91	0,84	0,89	0,92	0,86	0,22	0,93	0,62	0,11	0,89
Na	0,04	0,04	0,09	0,04	0,05	0,09	0,76	0,03	0,36	0,88	0,05
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,04	0,09	0,01	0,01	0,17	0,01	0,04	0,15	0,07
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mg#	79,79	74,68	66,93	81,24	77,38	64,66	52,62	79,42	62,39	48,12	90,18
EN	42,08	38,63	34,70	39,04	39,54	33,76	33,66	40,94	32,47	35,29	42,76
FE	10,67	13,08	17,41	9,04	11,54	18,49	33,06	10,60	19,76	40,51	4,64
WO	47,25	48,29	47,89	51,92	48,92	47,75	33,28	48,46	47,77	24,20	52,60

mg# = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$

* Az Fe^{2+} és Fe^{3+} számításához DROOP (1983) módszerét alkalmaztam.

tősen eltér a xenokristályt közvetlenül övező kőzetüveg zónához viszonyítva: kevesebb SiO_2-t (50,0 m/m%), nagyobb mennyiségű FeO-t (16,7 m/m%) és Al_2O_3-at (16,2 m/m%) tartalmaznak (*III. táblázat*).

Diszkusszió

A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a nógrád–gömöri nagykői és a Balaton-felvidéki hegyestűi bazaltos olvadékban a kvarc és földpát xenokristályok/xenolitok eltérő jellegű kémiai kölcsönhatáson mentek keresztül. A nógrád–gömöri mintákban ugyanis nem, vagy nagyon alárendelt mennyiségű kőzetüveget találunk. Ebben az esetben a bazalttal kölcsönható xenokristály földpát (NBN17), illetve kvarcból és földpátból álló savanyú xenolit (NBN41, NBN42). Az egirin megjelenése kizárólag ezekhez a savanyú xenolitokhoz kapcsolódik. A Balaton-felvidéki Hegyestű esetében igen széles kőzetüvegzónát találunk a kvarc xenokristályok körül, amelyekben gyakoriak a karbonátok. Az említett különbségek miatt a két lelőhelyet külön tárgyaljuk. A megfigyelt petrográfiai és geokémiai jellemzők értelmezése előtt azonban célszerű néhány, irodalomból ismert példát bemutatni, mivel a hazai bazaltos képződmények felzikus xenokristályait még ilyen szempontból nem vizsgálták. A diszkusszióban kitérünk arra, hogy a xenokristályok milyen módon használhatók fel a befogadó bazalt kémiai és fizikai fejlődésének nyomonkövetésére, valamint a bazalt mozgási sebességének megbecslésére.

A diffúziós folyamatok szerepe a xenokristályok bazaltban történő oldódása során

Bazaltos kőzetek kvarc és földpát zárványairól és a körölöttük kialakuló reakciószegélyről részletesebb ismereteket kísérleti munkák alapján WATSON (1982), SATO (1975), DONALDSON (1985) és SHAW (2000), míg kőzettani megfigyelések alapján LUHR et al. (1995) munkájából kaphatunk.

A kísérletek során szférikus kvarc és földpát xenokristályokat helyeztek el bazaltos olvadékban 1200–1500 °C közötti hőmérséklet tartományban. A mintákat ezek után különböző időközönként gyorsan lehűtötték és az így keletkezett reakciótermékeket vizsgálták. A xenokristályok olvadékba kerülésüket követően először megolvadnak, majd az olvadékban intenzív diffúziós folyamat indul meg. A diffúzió a koncentráció különbségek hatására létrejövő részecskeáramlás, amelynek intenzitását az ún. Fick-egyenlet adja meg (I. egyenlet).

(I) $J_i = D_o(\delta C_i/\delta x_i)$

ahol: D_o: diffúziós állandó, δC_i: adott elemre a koncentrációkülönbség, δx_i: távolság, J_i: diffúziós fluxus

Ennek alapján a diffúzió sebessége a közegtől, az adott elemtől, a fennáló koncentráció különbségtől és a hőmérséklettől függ. A diffúzió, amelyet a változó kémai viszonyok (idegen anyag bekerülése valamilyen eltérő összetételű

olvadékba) és a megemelkedő hőmérséklet indít el, módosítja az olvadék összetételét. A kvarc olvadása azért következik be, mert a hőmérséklet növekedése igen gyors, így nincsen lehetőség a magas hőmérsékleten stabilis SiO_2 változatok kialakulására, ezért a túlfűtött szerkezet olvadással reagál a gyors hőmérséklet emelkedésre [pl. az olvadáspont közelében stabilis SiO_2 módosulat – a krisztobalit – csak 1880 °C-on olvadna meg a kéreg nyomásviszonyai mellett (PHILPOTTS 1990)]. A megolvadt rész határa ennek következtében a diffúziós front közelében húzható meg. Az így kialakuló olvadék zóna már könnyebben emésztődik fel a bazaltban, különösen hogyha ezt mechanikai tényezők (pl. forgás, mozgás az olvadékban) is elősegítik. WATSON (1982) és DONALDSON (1985) kísérletei alapján a kvarc és földpát „oldódási" sebessége a hőmérséklettel arányosan növekszik ($3{,}3\times10^{-6}$ $gs^{-1}cm^{-1}$, 1400 °C-on, míg $1{,}5\times10^{-6}$ $gs^{-1}cm^{-1}$ 1300 °C-on a kvarc esetében). Ennek megfelelően nagyobb hőmérséklet és hosszabb idő esetén szélesebb zóna képződik. Amennyiben a kvarc beágyazódását követően kialakul a diffúziós folyamat és a rendszer gyorsan lehűl, akkor a xenokristályt rendszerint kőzetüvegből álló zóna övezi.

Kimutatható, hogy a xenokristályokat körülvevő olvadékzónában elsősorban az alkáliák koncentrálódnak. Ennek az az oka, hogy a Na és a K diffúziós sebessége riolitos összetételű szilikátolvadékokban nagyobb ($10^{-6{,}46}$ és $10^{-5{,}91}$ m^2/s sorrendben; JAMBON 1982), mint a többi elemé, valamint aktivitásuk lényegesen kisebb, mint bazaltos rendszerben (WATSON 1976; RAYERSON & HESS 1978). Ezért az alkáliák erőteljes vándorlása indulhat meg a határzóna irányába a bazalt felől. Az Si diffúziós sebessége azonban kicsi ($\sim10^{-9}$ m^2/s), ami egyrészt jelentősen lelassítja a szilikátdús xenokristályok bazaltban történő „oldódását" és fenntartja a közeget a további alkália koncentrálódáshoz. Természetesen az alkáliák koncentrálódása is csak addig tart, ameddig a megfelelő koncentráció gradiens adott. DONALDSON (1985) vizsgálatai alapján az „oldódás" sebességének hőmérséklet függését az Arrhenius-egyenlet segítségével is kifejezhetjük (*II. egyenlet*), ezek alapján az „oldódási" entalpia (ΔH) meghatározható.

$$\text{(II.)}\quad Z = A\times e^{(-\Delta H/RT)}$$

ahol Z: oldódási sebesség, A: együttható, -ΔH: adott ásvány oldódási entalpiája, R: egyetemes gázállandó

DONALDSON (1985) eredményei megmutatták, hogy a földpátok (oligoklász és labradorit) nagyobb „oldódási" entalpia értéket (50 és 47,7 Kcal mol^{-1}) mutatnak, mint a kvarc (40,3 Kcal mol^{-1}), eszerint a kvarc könnyebben emésztődik fel a bazaltban.

SHAW (2000) bizonyította, hogy a kísérletek geometriai elrendezése is befolyásolja a kapott eredményeket. A kísérletei során ha a kvarc szemcséket az olvadt bazalt tetejére helyezte, akkor a határzónában képződő olvadék nem tudott hatékonyan keveredni a bazalttal. Ennek sűrűsége (~2,45 g/cm^3) ugyanis kisebb a bazalténál (~2.85 g/cm^3, KRESS & CARMICHAEL 1991). Azokban az esetekben amikor a kvarc szemcsék a bazaltos olvadék alá kerültek, a kialakuló sűrűség kontraszt következtében konvekciós áramok indultak meg, amelyek

segítségével a határfelületen kifejlődött olvadékzóna elhagyhatta a kvarc környezetét és „friss", még kontaminálatlan bazalttal pótlódhatott. Ez a megfigyelés arra hívja fel a figyelmet, hogy esetenként a diffúzió, máskor a mechanikai keveredés játsza a fontosabb szerepet az oldódási sebesség meghatározásában. Ha a határzónában megjelenő olvadék nem tud eltávozni, akkor a koncentráció gradiens ($\delta C/\delta x$) csökkenni fog, mivel a zóna egyre vastagabb lesz (x nő), ami a diffúziós sebesség csökkenéséhez vezet. Ebben az esetben a diffúzió fogja meghatározni az oldódási sebességet. Ha van lehetőség az olvadékzóna eltávozására a xenokristály felületéről, akkor a keveredés lesz az oldódás sebességét meghatározó faktor. Az olvadékzóna szeparálódása azonban nem olyan egyszerű, mert a szilícium gazdag olvadékok viszkozitása általában lényegesen nagyobb (25,9–171 Pas), mint a bazaltté (0,5 Pas; SHAW 1972), így mindig szükséges az elégséges mértékű sűrűségkontraszt kialakulása. Természetesen e két szélső eset között a teljes átmenet megvalósulhat. Ezeknek a felismeréseknek azért van jelentősége, mert segítségükkel megbecsülhető a bazaltba került xenokristályok és a velük kölcsönható bazalt viselkedése (pl., mozgás intenzitása).

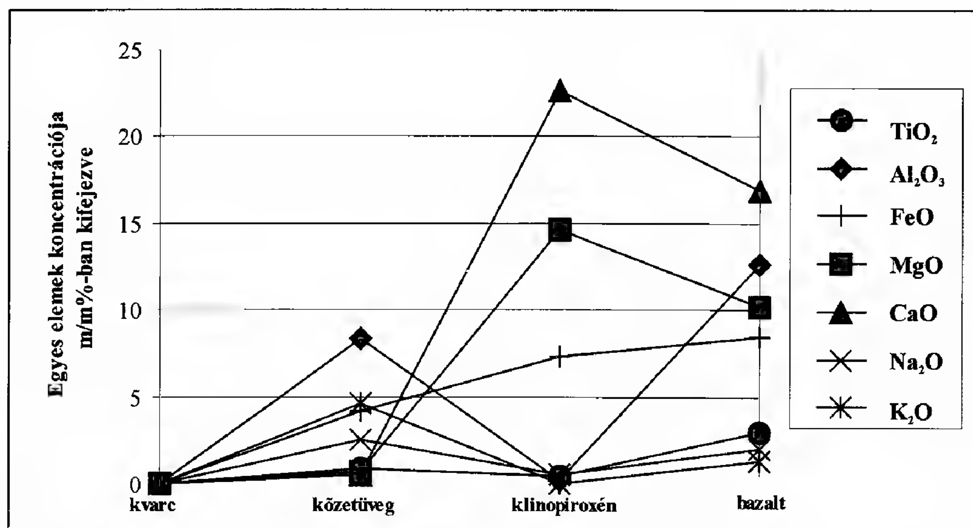
Hegyestű (Bakony–Balaton-felvidék)

A klinopiroxén jelentősége a reakciókoronában

A már ismertetett kísérleti munkák nem szólnak a klinopiroxén jelentőségéről, egyedül DONALDSON (1985) utal a kísérletek során az üveg mellett megjelenő pigeonitos összetételű klinopiroxénre, genetikájának értelmezése nélkül. Így a dolgozatban igyekszünk magyarázatot adni a klinopiroxének keletkezésére is.

A hegyestűi mintákban a reakciókoronában megjelenő klinopiroxén diopszidos összetételű (*IV. táblázat*). Ha megnézünk egy koncentráció profilt a kvarc xenokritály és a befogadó bazalt között, jól látszik, hogy a xenokristályt övező üvegben az alkáliák, az Al és a Fe koncentrálódik jelentősebb mennyiségben. A klinopiroxén esetében a Mg és Ca dúsulása a szembeötlő. Az Fe az egyetlen elem, amely folyamatos növekedést mutat a bazalt felé. Az alkáliák koncentrálódása értelmezhető a diffúziós fejezetben leírtak szerint a szilikátgazdag üvegben (*1. ábra*).

Az olvadékzónában található diopszid kis Al-tartalma szembeötlő, összevetve a bazaltos alapanyag klinopiroxénjével (*IV. táblázat*). Ez egyrészt a klinopiroxénekkel érintkezésben lévő olvadék igen nagy Si-tartalmával (~73 m/m%; *III. táblázat*), másrészt pedig a viszonylag kis képződési nyomással magyarázható. A nagy Si-tartalom hatására a klinopiroxénben lévő tetraéderes pozíciók teljesen feltöltődnek Si-mal, ahhoz azonban, hogy az Al az oktaéderes koordinációba kerülhessen magasabb nyomásra lenne szükség. Megállapítható, hogy a hegyestűi kvarc xenokristályok reakció koronájában található, diopszidos összetételű klinopiroxének az olvadékzóna és a bazaltos olvadék határán kristályosodtak, ahol a kevésbé mobilis Mg és Ca is jelentősebb mennyiségben volt jelen a savanyú olvadékzónában. Az itt kialakult kémiai összetételnek és hőmérsékletnek megfelelő, éppen kristályosodó fázis az Al-szegény diopszid volt, amely kvarc beágyazásokat is tartalmaz (*III. tábla, 3. kép*). Ezek a kvarc „magok" a xenokristály-



1. ábra. Koncentrációprofil a hegyestűi kvarc xenokristály reakciókoronáján keresztül

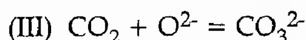
Fig. 1. Concentration profile across reaction rim of quartz xenocrysts from Hegyestű basalt (concentrations are given in weight percent; kvarc=quartz, kőzetüveg=glass, diopszid=diopside, bazalt=basalt)

ról letört kisebb, a riolitos olvadékban úszó kristályok lehettek, amelyek kedvező kémiai feltételeket biztosítottak a klinopiroxének kristályosodásának megindulásához.

Karbonátok keletkezése az olvadékzónában

A szilícium-gazdag szilikátolvadékok szerkezeti jellemzőit célszerű röviden összefoglalni a karbonátok keletkezésének pontosabb megismeréséhez. Az olvadékok szerkezetének meghatározására elsősorban a kőzetüvegek vizsgálata (FARNAN 1997; STEBBINS & XU 1997), valamint számítógépes modellezések kínálnak lehetőséget (BENOIT et al. 2001). Az in situ módszerek használata napjainkban még korlátozott. Kőzetüveg vizsgálatok és számítógépes modellezések rávilágítottak arra, hogy az olvadékban is kialakulnak különböző koordinációval jellemezhető domének. A legáltalánosabbak a négyes koordinációjú szilícium tetraéderek, de az alumínium is megjelenhet hasonló formában, sőt a vizsgálatok alapján akár ötös koordinációban is előfordulhat. A többi kation általában magasabb fokú koordinációs poliéderek centrumában található. Ismert, hogy a Ca, Mg és Fe^{2+} nem kedvez a szilícium és alumínium tetraéderek polimerizálódásának. Polimerizálódás során a tetraéderek az oxigéneken keresztül egyre kiterjedtebb hálózatot hoznak létre, aminek mértéke arányos az olvadék szilícium tartalmával. Az előbb említett kationok méretüknél és töltésüknél fogva megtörik ezeket a polimerizált láncokat, egyre több „nem kötő oxigént" (NBO: non bridging oxygen) eredményezve. Kísérleti munkák rámutattak arra, hogy a CO_2 olvadékban való oldódást kontrolláló egyik legfontosabb faktor az NBO/T arányszám (T a tetraéderes koordinációk száma), amely minél nagyobb annál

nagyobb az oldható CO_2 mennyisége az olvadékban (BROOKER et al. 2001). A CO_2 két formában oldódhat szilikátos olvadékban, molekuláris szén-dioxid (CO_2) és karbonát (CO_3^{2-}) formájában (KING & HOLOWAY 2002), amelyet az olvadékban jelenlévő „nem kötő oxigének" befolyásolnak elsősorban (III. egyenlet).



(III) $CO_2 + O^{2-} = CO_3^{2-}$

Ezek alapján érthető, hogy a riolitos olvadékok kisebb mennyiségű CO_2-t oldanak – azt is molekuláris CO_2 formájában –, hiszen igen sok tetraéder jöhet létre, amelyek össze is kapcsolódnak, így a nem kötő oxigének mennyisége jelentősen lecsökken (NBO/T arány kicsi). Bazaltos rendszerekben a CO_2 ezzel szemben CO_2^{2-} formájában oldódik nagyobb mennyiségben. Intermedier rendszerekben mindkét forma megtalálható, azonban az olvadék növekvő H_2O tartalmával párhuzamosan az összes oldott CO_2 is növekszik úgy, hogy a növekedés elsősorban a CO_3^{2-} mennyiségének növekedésében nyilvánul meg, miközben a molekuláris CO_2 mennyisége csökken (KING & HOLOWAY 2002).

A hegyestűi kvarc xenokristályokat övező olvadékzónában található kerekded karbonátok ankerites összetételűek (*III. tábla, 3. kép*). A karbonátok eredetére vonatkozóan a geokémiai és szöveti jellegzetességeik alapján két lehetőség körvonalazódott.

Az egyik lehetőség szerint a karbonátok az olvadékzónából kristályosodtak. Ezt sugallja kerekded megjelenésük és az, hogy az olvadékkal képezett határfelületükön nincsen kémiai heterogenitás. Felvetődik a kérdés, hogy tömegegyensúly számítás alapján, amennyiben a karbonát és az üveg modális arányát és összetételét ismerjük az eredeti (karbonátot is tartalmazó) olvadék összetétele meghatározható-e. A tömegegyensúly számítás alapján a riolitos olvadékban mintegy 6,6 m/m% CO_2-nek kellett volna oldott állapotban lennie. Ahhoz, hogy az adott hőmérsékleten (kb. 1250 °C) és nyomáson (kb. 3 kbar) meghatározzuk a riolitos olvadékban oldható CO_2 mennyiségét a VolatileCalc Excel®-hez készült Visual Basic alapú programot használtuk (NEWMAN & LOWENSTERN 2002). A 3 kbar-os nyomásértéket azért választottuk a számításokhoz, mert ez az érték felel meg a középső kéreg nyomásviszonyainak, ahonnan a xenokristályok legvalószínűbben kerülhettek a bazaltos olvadékba. Ezzel a számítással (3 kbar-t feltételezve), egy maximális oldott CO_2 mennyiséget kapunk, hiszen ennél kisebb nyomás esetében, kisebb mennyiségű CO_2-t képesek oldatban tartani az olvadékok. Az olvadékba kerülés hőmérsékletét PUTIRKA et al. (1996) módszerével becsültük meg, ami a klinopiroxén és a vele egyensúlyban lévő olvadék összetételén alapszik. A diopszidos klinopiroxénekkel a xenokristályokat övező kőzetüveg tartott egyensúlyt. A számításokhoz a H_2O mennyiségének az ismerete is szükséges, amit a kőzetüveg mikroszondás elemzések 100%-hoz viszonyított hiányából becsültük meg (ami kb. 2 m/m%). Az alkalmazott módszer 1245 °C ± 40 °C egyensúlyi hőmérsékletet adott (*III. táblázat*). Ezen a hőmérsékleten egy savanyú olvadék lényegesen kisebb mennyiségű CO_2-t képes oldani (mindössze 0,10–0,11 m/m%; TAMIC et al. 2001), mint a fent számított érték. Következésképpen ilyen nagy mennyiségű oldott anyag nem lehetett jelen az olvadékban. A karbonátok keletkezése tehát inkább úgy magyarázható, hogy a CO_2-re nézve

telített kőzetüvegből folyamatosan kristályosodott a karbonát, miközben a befogadó bazaltos olvadék biztosította az állandó CO_2 utánpótlást a savanyú olvadékban. A CO_2 diffúziós sebessége riolitos olvadékban viszonylag nagy ($10^{-7,18}$ m^2/s, WATSON 1991), lehetőséget teremtve ezzel a bazaltból történő „gyors" utánpótlódására. Ezt alátámasztja az is, hogy az adott P-T viszonyok között a bazalt lényegesen több CO_2-t képes oldani (0,35 m/m%), így a riolitos olvadék és a bazalt közötti koncentráció gradiens az előbbi irányába mutat. Az olivin fenokristályok szilikátolvadék-zárványainak fluid fázisai szinte tiszta CO_2-ból állnak, ez szintén megerősíti a befogadó bazalt igen jelentős CO_2-tartalmát, már a kristályosodás kezdeti fázisában is (KÓTHAY et al. szóbeli közlés).

Az elképzelésnek azonban ellentmond az üveget körülvevő klinopiroxén jelenléte, amely lassíthatja és megakadályozhatja a CO_2 hatékony diffúzióját. A vizsgált kőzetüveg Ca-tartalma kisebb (0,52 m/m%), mint a kísérleti munkák olvadékzónái (6,05–4,69 m/m%; SHAW 2000), ez is megerősítheti a karbonátok olvadékból való kristályosodását, lecsökkentve ezzel a rendszer Ca-tartalmát. A kvarc xenokristályt körülvevő teljes (tehát a karbonátot is magába foglaló) kőzetüveg tömegegyensúly számítások alapján adódó Ca-tartalma igen közel áll a kísérletek során képződőtt üveg összetételéhez. Érdemes megemlíteni, hogy szintén vizsgálataink során lettünk figyelmesek a befogadó bazalt alapanyagában található elszórt, kisméretű karbonát előfordulásokra, amelyek szövetileg hasonlóak a kőzetüvegben lévő karbonátokhoz. A bazalt jelentős karbonáttartalmához a Balaton-felvidék medencealjzatában található karbonátos képződmények is hozzájárulhattak (BODÓ 2000).

Egy alternatív meggondolás szerint, a karbonát már a bazaltba kerülés előtt a xenokristály részét képezte és csak a bazalt felfűtő hatására mobilizálódott újra. Ezt alátámasztja a nagyobb karbonátokban megjelenő féregszerű szöveti elemek és a xenokristályt és az olvadékzónát is egyaránt áthálózó, vékony karbonát-erek (*III. tábla, 3. kép*). A sajátos szöveti elemek esetleg átöröklött üledékes, vagy diagenetikus bélyegek lehetnek, amelyek „túlélték" a bazalt felfűtőhatását.

A bazalt mozgására levonható következtetések

A megfigyelt olvadékzónák vastagsága és kémiai jellege nagy hasonlóságot mutat SHAW (2000) azon kísérletéhez, amikor a kvarcot a bazaltos olvadék tetején helyezte el. Ilyenkor a xenokristályt övező savanyú olvadékzóna nem tud a sűrűségkülönbség miatt a bazaltos olvadékba kerülni és megmarad a xenokristály és a bazalt határán. Esetünkben ezt a feltételt nehéz elképzelni, mert a xenokristályt minden oldalról a bazaltos olvadék övezte. Az olvadékzóna megőrződése sokkal inkább két másik tényezőnek köszönhető. Az egyik a viszkozitáskontraszt, amely a kis viszkozitású bazalt és a nagyobb viszkozitású riolitos olvadékzóna között alakul ki. Ez nehezebbé teszi a bazalt számára az olvadékzónák leválasztását a xenokristályokról. Másrészről az olvadékzóna külső részén kialaluló klinopiroxén korona szintén elősegíti az olvadékzóna megőrződését. Természetesen az is elképzelhető, hogy a xenokristály bazaltba kerülését követően a bazaltos magma már nem végzett intenzív mozgást, ami az olvadékzóna eltűnéséhez vezethetett volna. A bazalt a felszínre kerülést

követően gyorsan lehűlt, amit az olvadékzóna üveg formájában történő megőrződése támaszt alá.

A xenokristály tartózkodási ideje a magmában és a bazalt emelkedési sebessége

LUHR et al. (1995) megfigyelései alapján, mint azt már említettük, lassú hűlés esetén a kőzetüveg helyett, vele megegyező kémiai összetételű, rendszerint szanidines földpát képződik. Az is előfordul, hogy a folyamat során a felzikus xenokristály teljesen felemésztődik és csak klinopiroxénből és kőzetüvegből vagy szanidinből álló aggregátum marad vissza. A kőzetüveg zóna szélessége és a magma becsült hőmérséklete alapján megadható a felfelé mozgó magma emelkedési sebessége (WATSON 1982; LUHR et al. 1995). A módszer lényege, hogy kísérleti adatok alapján, adott hőmérsékleten meghatározható a kvarc „oldódási sebessége". A vizsgálathoz csak olyan zárványokat használtuk fel, ahol a kőzetüveg zóna jelen volt, tehát a felszínre szállítást követően a láva gyorsan lehűlt. A kőzetüveg zóna szélessége alapján meghatározható a xenokristályok tartózkodási ideje a befogadó magmában. A kvarc befogadó magmába kerülésének körülbelüli mélységének és a tartózkodási idő ismeretében az emelkedés sebessége megbecsülhető.

Ezek alapján a Hegyestűn megfigyelt kőzetüveg zóna szélességét figyelembe véve megbecsültük, hogy a xenokristály kb. mennyi időt töltött a bazaltos olvadékban. A kőzetüveg zóna legnagyobb szélessége 1 mm. Az 1210, 1250, 1300 °C-ra [amelyet PUTIRKA et al. (1996) már említett módszerével becsültünk] vonatkozó kvarc oldódási sebességet (mm/h-ban megadva) DONALDSON (1985) kísérleti munkája alapján adtuk meg. A kőzetüveg zóna szélességének és az oldódási sebességnek a hányadosából meghatároztuk a keresett tartózkodási időt. Ezek alapján a kvarc xenokristályok kb. 13–28 órát tartózkodhattak a bazaltos olvadékban.

Érdemes megemlíteni, hogy a nógrád–gömöri bazaltokban található köpeny xenolitokon végzett fluidzárvány vizsgálatok alapján a bazalt kb. 36 óra alatt érte el a felszínt a MOHO-tól számítva (SZABÓ & BODNÁR 1996). Ezzel az általunk becsült 13–28 órás tartózkodási idő jó összhangban van, mivel a kvarc xenokristályok legfeljebb a középső kéreg környékén kerülhettek a bazaltba és ezért kevesebb időt tartózkodtak abban a felszínre kerülésig.

Nagykő (Nógrád–Gömör)

Felzikus xenolitok

Az itt talált xenokristályok földpátok, valamint a kvarcból és földpátból felépülő xenolitok savanyú kőzetzárványok, amelyek dezintegrált töredékeit képviselhetik a földpátok.

A xenolitok legfontosabb tulajdonsága a kőzetüveg zóna hiánya. A klinopiroxének (diopszid és egirin) a xenolitot közvetlenül övezik (*I. tábla, 4. kép; II. tábla, 1., 2. kép*). Mindkét klinopiroxén zónásságot mutat, ahol a szegélyek bazaltos elemekben (Na, Al, Ti) gazdagodnak (*IV. táblázat*). Az egirin elsősorban a

kvarc kristályok közelében helyezkedik el, míg a diopszid szemcsék elsősorban a bazalttal határos területen és a xenolit földpátjainak közelében (*I. tábla, 4. és II. tábla 2. kép*). A xenolitokban található földpátok szintén zónásságot mutatnak, és a szegély ezekben az esetekben bázisosabb összetételű (An és Ab komponensében gazdagabb, *II. táblázat*, és *III. tábla, 4. kép*).

A fentiek alapján a xenolitok esetében a következő fejlődési modellt vázolhatjuk. A hőmérséklet emelkedés hatására elsősorban a kvarc szemcsék mentén olvadás következett be. Ezt alátámasztja a xenolitban megfigyelt folyásos struktúrák és a gyakori szilikátolvadék-zárványok, valamint az erőteljesen rezorbeált kvarc kristályok jelenléte (*II. tábla, 3. kép*). A bazalttal való kölcsönhatás eredményeként a xenolitban keletkező olvadék Mg-, Ca- és Fe-ban is gazdagodott. Ezt követően indult meg a diopszidos klinopiroxének kristályosodása azokon a helyeken, ahol Ca és Mg nagyobb mennyiségben volt jelen, tehát a bazalt közelében és a földpátok mellett. A diopszid kristályosodásának hatására, a savanyú olvadékból kivonódott a Ca és Mg, ezzel még savanyúbbá és alkália gazdagabbá téve a visszamaradó olvadékot. A nagy szilícium, alkália- (elsősorban Na) és Fe^{3+}-tartalom az egirin kristályosodásának kedvezett. Ezt alátámasztja az is, hogy az egirin a kvarc szemcsék körül a xenolit belsejében is megjelenik, ahol nyilvánvalóan adott volt a megfelelő alkália- és Si-tartalom (*I. tábla, 4. kép*).

A rendszer valószínűleg lassú lehűlésen ment keresztül, hiszen a xenolitot övező zónában kőzetüveg nem figyelhető meg, az olvadéknak volt ideje földpátként kikristályosodni. Ellenben a xenolitban lévő földpátok zónásak (*III. tábla, 4. kép*) és a szegélyek bázisosabb összetételűek, ami a befogadó bazalt hatásával magyarázható. Valószínűleg ezek a földpát zónák reprezentálhatják a befogadó bazalt felfűtő hatására megolvadt anyagot, amely bazaltos elemekben és Na-ban gazdagodhatott, majd a lassú lehűlés eredményeként földpátként kristályosodhatott újra. Ezt a feltételezést megerősíti az is, hogy a felzikus mélységi kőzetek esetében az inverz zónásság nem gyakori, így ennek létrejötte csak valamilyen utólagos hatással (pl. a bazalt felfűtő hatásával és újraolvadással) magyarázható. Ebben az esetben is elvégeztük a képződési hőmérséklet meghatározását, úgy hogy az egyensúlyi olvadékként a külső földpát zóna összetételét és a diopszid magját vettük figyelembe. PUTIRKA et al. (1996) módszerével számolva 1326 ± 40 °C hőmérsékletet kaptunk, ami egy kicsit magasnak tűnik. Ennek oka az lehet, hogy az olvadék közelítésére a xenolitban lévő földpátok szegélyét használtuk fel.

A mindkét fajta klinopiroxén (egirin és diopszid) zónái bazaltos elemekben gazdagodtak. Ez azzal magyarázható, hogy a magrészek kristályosodása a szilárd fázisra nézve kompatibilisebb elemek (Mg, Ca) mennyiségét lecsökkentette az olvadékban, ezáltal relatíve gazdagította az inkompatibilisebb elemeket (Na, Ti, Al). Ehhez a tendenciához hozzájárult az is, hogy a bazaltból a diffúzió révén és a földpátok olvadása során is gazdagodott a rendszer ezekben az elemekben.

A bárnai Nagykőn talált felzikus xenolitok a bazalt felfűtő hatására megolvadtak. A xenolitok csak kisebb mértékű olvadáson mentek keresztül. Az olvadás következtében alakultak ki az ujjszerű, kvarcból és földpátból álló képletek a xenolit belsejében. Ezt követően a rendszer lassúbb lehűlésen esett át, amit a kőzetüveg hiánya és a földpát zónák jelenléte is alátámasztanak. A lassabb

lehűlést a xenolit nagyobb mérete is okozhatta, ugyanis így lassabban mozoghatott a felszín irányába, mint a kisebb méretű xenokristályok.

A földpát xenokristályok a bazaltban

A megfigyelt xenokristályok összetétele megfelel a felzikus xenolitban található földpátokénak (*II. táblázat*). A reakciókoronában ebben az esetben már (ha csak kis foltok formájában is) kőzetüveg is megjelenik (*I. tábla, 2. kép*), amelynek összetétele bázisosabb, mint amit a hegyestűi kvarc xenokristályok esetében tapasztaltunk (*III. táblázat*). A klinopiroxének összetétele diopszidos és közel megegyezik a kvarcból és földpátból felépülő xenolitok klinopiroxénjének összetételével. Az egirin ebben az esetben hiányzik, ami alátámasztja azt, hogy az egirin elsősorban a szilíciumban és alkáliákban egyaránt gazdag helyeken, főleg a kvarc és földpát szemcsék határán fordul elő. A letöredezett kisebb földpát darabok körül tehát csak diopszid formálódására van lehetőség. A diopszid ebben az esetben is zónás, ami az előzőekben már ismertetett okokra vezethető vissza. Érdemes kiemelni, hogy a hegyestűi kvarc xenokristályok körül is diopszid található egy vastagabb olvadékzóna és a bazalt határán, ahol a kialakuló klinopiroxén összetételét már sokkal inkább a bazaltos olvadék határozta meg.

A földpát xenokristályok összetételük és a reakciókoronák hasonlósága alapján a xenolitok széttöredezett darabjait reprezentálják. Így betekintést kaphatunk a xenolitok bazaltban történő felemésztődésének folyamatába is, ahol a xenolitok a fázishatárok mentén részlegesen megolvadtak, majd széttöredeztek és az egyes szemcsék fokozatosan olvadtak fel a bazaltban.

Következtetések

A xenokristályok petrográfiai és geokémiai vizsgálatának eredményeként az alábbi következtetések vonhatók le:

A bazalt felfűtő hatására a xenokristályokban/xenolitokban olvadás következett be a bazaltos olvadékkal határos részeken.

Az olvadék a diffúzió révén gazdagodik bazaltos elemekben (Na, Ti, Al,).

A xenokristályokat övező, bazaltból gazdagodott olvadékzónában klinopiroxén kristályosodása indul meg 1200–1300 °C hőmérsékleten.

A kristályosodó klinopiroxén a kvarc és földpát xenokristályok körül diopszidos összetételű. A kvarcból és földpátból felépülő felzikus xenolitok esetében egirin is megjelenik, elsősorban a kvarc szemcsék – nagy Si- és alkália-tartalmú – környezetében.

A klinopiroxéneket kis Al-tartalom jellemzi, amely a nagy Si-tartalom és a viszonylag kis nyomás eredménye.

A hegyestűi kvarc xenokristályok körül megjelenő kőzetüvegzóna gyors lehűlésre utal. A zóna szélesége alapján a xenokristály kb. 13–28 órát tölthetett a bazaltban kb. 1250 °C-on. Az olvadékzóna üvegként való konzerválódása a bazaltos magma kis viszkozitását és viszonylag nyugodt mozgását jelzi.

A kerekeded karbonátok a xenokristályt övező olvadékzónában vagy az olvadékból való kristályosodással kapcsolódnak.

A nagykői földpát xenokristályok és xenolitok esetében kőzetüveg, csak foltokban jelenik meg. Az olvadás „emlékeit" a földpátok szegélyei rögzítik, amelyek jelenléte arra utal, hogy a rendszer lassúbb hűlésen ment keresztül, mint a hegyestűi példa.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők hálával tartoznak Friedrich KOLLERnek (Bécsi Egyetem), TÖRÖK Kálmánnak, FALUS Györgynek és ZAJACZ Zoltánnak a hasznos és termékenyítő szakmai beszélgetésekért. Hálásak vagyunk HARANGI Szabolcsnak a Hegy1 minta rendelkezésünkre bocsátásáért. Köszönet illeti a PRO RENOVANDA CULTURA HUNGARIAE alapítványt a munkához nyújtott anyagi támogatásáért, valamint Orlando VASELLIt és Filippo OLMIt (Firenzei Egyetem) a mikroszondás elemzések során nyújtott nélkülözhetetlen segítségükért. Köszönettel tartozunk a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium tagjainak. Végezetül, de nem utolósorban, szeretnénk köszönetet mondani TÖRÖK Kálmánnak és EMBEY-ISZTIN Antalnak konstruktív lektori tevékenységükért, amellyel hozzájárultak a dolgozat színvonalának emeléséhez.

Ez a dolgozat a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium 16. publikációja.

Irodalom – References

BAKER, M. B., GROVE, T. L., KINZLER, R. J., DONELLZ-NOLAN, J. M. & WANDLESS, G. A. 1991: Origin of compositional zonation (high-alumina basalt to basaltic andesite) in the Giant Crater lava field, Medicine Lake volcano, northern California. – *Journal. Geophys. Res.* **96**, 21819–21842.

BALI, E., SZABÓ, CS., VASELLI, O. & TÖRÖK, K. 2002: Significance of Silicate Melt Pockets in Upper Mantle Xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. – *Lithos*. **61**, 79–102.

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & PÉCSKAY, Z. 1986: K/Ar dating of post-sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica*. **28**, 75–93.

BENOIT, M., ISPAS, S. & TUCKERMAN, M. E. 2001: Structural properities of molten silicates from ab initio molecular-dynamics simulations: Comparison between $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ and SiO_2. – *Physical Review* B. **64**, 205–224.

BODÓ P. 2000: A Bakony–Balatonfelvidéki Vulkáni Terület hidrogeokémiai vizsgálata. Diplomamunka. – ELTE, Kőzettani és Geokémiai Tanszék. 88 p.

BROOKER, R. A., KOHN, S. C., HOLOWAY, J. R., MCMILLAN, P. F. 2001: Structural controls on the solubility of CO_2 in silicate melts. Part I: bulk solubility data. – *Chemical Geology* **174**, 225–239.

DOE, B. R., LIPMAN, P. W. & HEDGE, C. E. 1969: Primitive and contaminated basalts from the southeastern Rocky Mountains, U. S. A. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **21**, 142–156.

DONALDSON, C. H. 1985: The rates of dissolution of olivine, plagioclase, and quartz in a basalt melt. – *Minerological Magazine* **49**, 683–693.

DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., & THIRWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **109**, 340–354.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHRABERT, H. G. 1993: The petrogenesis of pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34/2**, 317–343.

FARNAN, I. 1997: Structural chemistry: Oxygen bridges in molten glass. – *Nature* **390**, 14-15.

GROVE, T. L., KINZLER, R. J., BAKER, M. B., DONNEL-NOLAN J. M. & LESHER C. E. 1988: Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt Lava flow, Medicine Lake volcano, northern California: decoupling of heat and mass transfer. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**, 320–343.

JAMBON, A. 1982: Tracer diffusion in granitic melt. – *J. Geophys. Res.* **87**, 10797–10810.

JUGOVICS, L. 1968a: Észak-magyarországi - Salgótarján környéki bazaltterületek. – *MÁFI Évkönyve* **68**, 145–166.

JUGOVICS, L. 1968b: A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. – *MÁFI Évkönyve* **68**, 223–243.

KEMPTON, P. D., DOWNES, H. & EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. – *Journal of Petrology* **38**, 941–970.

KING, P. L. & HOLOWAY, J. R. 2002: CO_2 solubility and speciation in intermediate (andesitic) melts: The role of H_2O and composition. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 1627–1640.

KOVÁCS, I. & ZAJACZ, Z. 2000: A nógrád–gömöri alkáli bazaltban előforduló kumulát zárványok petrográfiai és geokémiai vizsgálata. – ELTE, Kőzettan és Geokémiai Tanszék, TDK dolgozat (kézirat). 47 p.

KOVÁCS, I., ZAJACZ, Z. & SZABÓ, Cs. 2003: History of the Lithosphere beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region (N-Hungary/S-Slovakia). – Közlésre elfogadva a Tectonophysics-ben.

KRESS, V. C. & CARMICHAEL, I. S. E. 1991: The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 82–92.

LUHR, F. J., PIER, G. J., ARANDA-GOMEZ J. J. & PODOSEK, A. F. 1995: Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **118**, 321–339.

NEWMAN, S. & LOWENSTERN, J. B. 2002: VolatileCalc: a silicate melt-H_2O–CO_2 solution model written in Visual Basic for excel. – *Computers & Geosciences* **28**, 597–604.

PHILPOTTS, A. R. 1990: Principles of igneous and metamorphic petrology. – Prentice Hall, New Jersey, 498 p.

PUTIRKA, K., JOHNSON, M. KINZLER, R. LONGHI, J. & WALKER, D. 1996: Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibra, 0-30 kbar. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **123**, 92–108.

RAYERSON, F. J. & HESS, P. C. 1978: Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 921–932.

SATO, H. 1975: Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from Tertiary volcanic region in Northeastern Shikoku, Japan. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **50**, 46–64.

SHAW, C. S. J. 2000: The effects of experiment geometry on the mechanism and rate of dissolution of quartz in basanite at 0.5 GPa and 1350 °C. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **139**, 509–525.

SHAW, H. R. 1972: Viscosities of magmatic silicate liquids; an empirical method of prediction. – *Am. J. Sci.* **272**, 870–893.

STEBBINS, J. R. & XU, Z. 1997: NMR evidence for excess non-bridging oxygen in an aluminosilicate glass. – *Nature* **390**, 60–62.

SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. – *Tectonophysics* **208**, 243–256.

SZABÓ, Cs. & TAYLOR, L. A. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian region. – *International Geology Review* **36**, 328–358.

SZABÓ, Cs. & BODNÁR, R. J. 1996: Changing magma ascent rates in the Nógrád–Gömör Volcanic Field Northern Hungary/Southern Slovakia: Evidence from CO_2-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenolits. – *Petrology* **4/3**, 221–230.

TAMIC, N., BEHRENS, H. & HOLTZ, F. 2001: The solubility of H_2O and CO_2 in rhyolitic melts in equilibrium with a mixed CO_2–H_2O fluid phase. – *Chemical Geology* **174**, 333–347.

TÖRÖK, K. 1995: Garnet breakdown reaction and fluid inclusions in a garnet-clinopyroxenite xenolith from Szentbékkálla (Balaton-Highland, Western Hungary). – *Acta Vulcanologica* **7**, 285–290.

TÖRÖK, K. 2002: Ultrahigh-temperature metamorphism of a buchitized xenolith from the basaltic tuff of Szigliget (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **45**, 175–192.

WATSON, B. E. 1976: Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **56**, 119–134.

WATSON, B. E. 1982: Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **80**, 73–87.

WATSON, B. E. 1991: Diffusion of CO_2 and Cl in hydrous silicic to intermedier magmas. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 1897–1902.

ZAJACZ, Z. & SZABÓ, Cs. 2003: Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád–Gömör Volcanic Field, Pannonian Basin (North Hungary/South Slovakia) – *Chem. Geol.* **194**, 105–117.

Kézirat beérkezett: 2003. 03. 10.

Táblamagyarázatok – Explanations of Plates

I. tábla – Plate I

1. A bárnai Nagykőről származó bazalt földpát (fp) xenokristály környezetében megjelenő megnyúlt diopszid (di) és szabálytalan alakú kőzetüveg (gl) foltok (NBN17h minta; 1N).
Feldspar (fp) xenocryst from Nagykő basalt (NBN17h sample) at Bárna surrounded by elongated diopsides (di) and patches of glass (gl) (plane-polarized light)
2. Részletes felvétel az NBN17h bazalt minta földpát (fp) xenokristályáról és környezetéről. A reakciókoszorú megnyúlt diopszidot (di) és apatit (ap) tűket tartalmaz (1N)
Detailed textural image of feldspar (fp) xenocryst (NBN17h sample) and its reaction rim with diopside (di) and apatite (ap) needles (plane-polarized light)
3. Földpát (fp) xenokristály teljes olvadása után keletkezett megnyúlt diopszid (di) kevés kőzetüveggel (gl). A diopszid kristályok szemcsenagysága a befogadó bazalt irányában fokozatosan csökken (NBN17h minta; 1N)
Elongated diopsides (di) and small glass (gl) patches after totally melted feldspar (fp) xenocryst. Sizes of diopsides gradually decrease towards the host basalt (NBN17h sample; plane-polarized light)
4. Kvarcból (q) és Na-szanidinből (fp) felépülő xenolit a bárnai Nagykőről származó bazaltban. A kvarcot egirin (aeg), míg a földpátot diopszid (di) korona övezi. A xenolit környezetében a bazaltban kőzetüveg zóna látható (NBN42 minta; 1N)
Xenolith composed of Na-sanidine (fp) and quartz (q) from Nagykő basalt (NBN42 sample), Bárna. Quartz grains are surrounded by aegirine (aeg), whereas diopside (di) can be found close to feldspars. Around the xenolith a glass zone can be observed in the host basalt (plane-polarized light)

II. tábla – Plate II

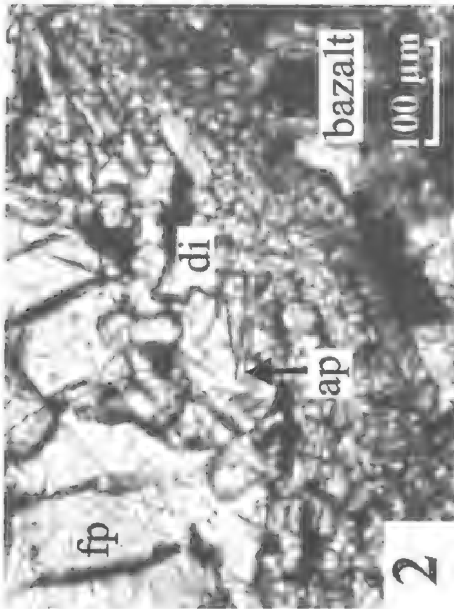
1. Részletes felvétel Na-szanidin (fp) környezetében megjelenő diopszid (di) kristályokról kvarcból (q) és Na-szanidinből álló xenolitban. A xenolit környezetében kőzetüveg zóna (gl) figyelhető meg (NBN42 minta, 1N)
Detailed image of Na-sanidine (fp) surrounded by diopsides (di) from xenolith which is composed of Na-sanidine and quartz (q). Around the xenoliths glass (gl) can be seen (NBN42 sample, plane-polarized light)
2. Részletes felvétel kvarc (q) környezetében megjelenő zónás egirin (eag) és – a befogadó bazalthoz közel eső részben – zónás diopszid (di) kristályokról kvarcból és Na-szanidinből (fp) álló NBN41 xenolitban. A xenolit környezetében sötét kőzetüveg zóna figyelhető meg a bazaltban (1N)
Detailed image of quartz (q) surrounded by zoned aegirines (aeg) and diopsides (di) from xenolith which is composed of Na-sanidine (fp) and quartz. Around the xenoliths dark glass can be seen in the host basalt from Nagykő, Bárna (NBN42 sample, plane-polarized light)
3. Részlegesen megolvadt, kvarcból (q) és Na-szanidinből (fp) felépülő xenolit ujjszerű kvarc képletekkel (NBN41 minta, +N).
Partially melted xenolith composed of Na-sanidine (fp) and quartz (q) showing characteristic finger-like fabric of quartz (NBN41 sample, cross-polarized light)

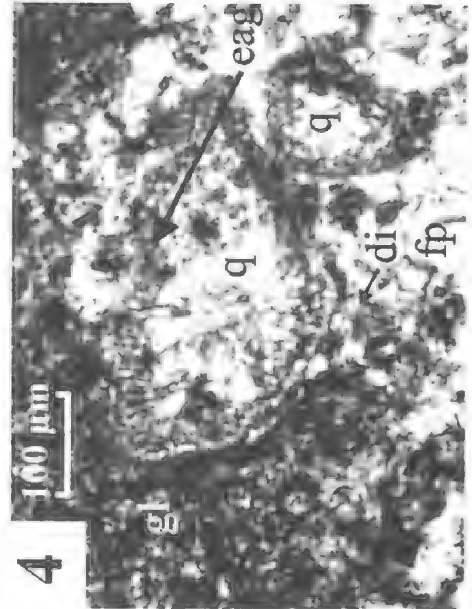
4. Kvarc (q) xenokristály környezetében megjelenő reakciókorona, ami egy belső, diopszid (di) és egy külső, kőzetüveg (gl) zónából áll. A minta a Zánka melletti Hegyestű bazaltjából származik (Hegy1 minta, +N)
Quartz (q) xenocryst surrounded by diopsides (di) and glass (gl) in basalt from Hegyestű, Zánka (Hegy1 sample, cross-polarized light)

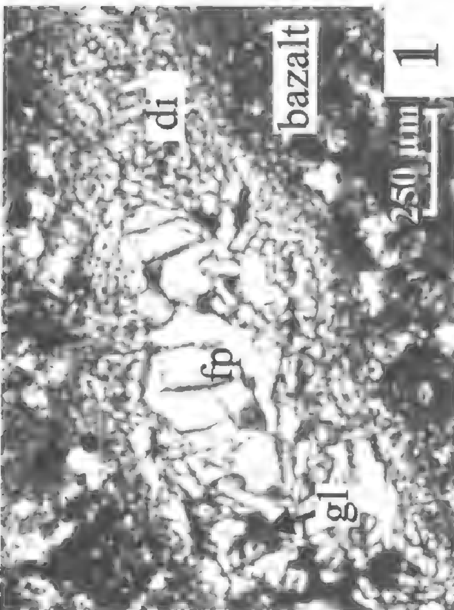
III. tábla – Plate III

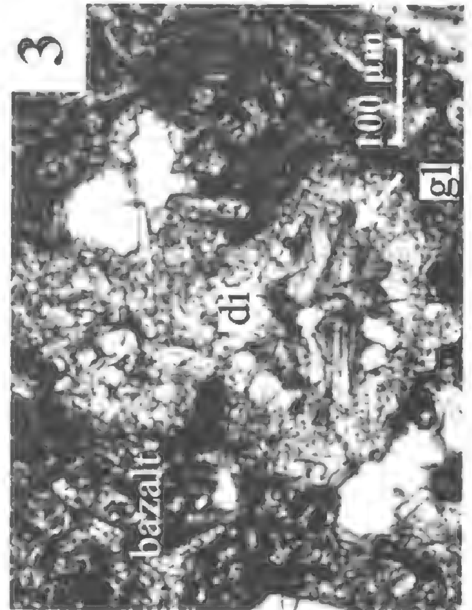
1. Részletes felvétel kvarc (q) xenokristály környezetében megjelenő – diopszidból (di) és kőzetüvegből (gl) álló – reakciókoronáról a zánkai Hegyestű bazaltjában. A kőzetüveg zóna karbonátot (cb) is tartalmaz (Hegy1 minta, +N)
Detailed image of quartz (q) xenocryst surrounded by reaction zone of diopsides (di) and glass (gl) in basalt from Hegyestű, Zánka. The reaction zone also contains carbonate (cb) globule (Hegy1 sample, cross-polarized light)
2. Részletes felvétel kvarc (q) xenokristály körül megjelenő – diopszidból (di) és kőzetüvegből álló (gl) – reakciókoronáról a zánkai Hegyestű bazaltjában. A kőzetüveg zóna karbonátot (cb) is tartalmaz (Hegy1 minta, 1N)
Detailed image of quartz (q) xenocryst surrounded by reaction zone of diopsides (di) and glass (gl) in basalt from Hegyestű, Zánka. The reaction zone also contains carbonate (cb) globule (Hegy1 sample, plane-polarized light)
3. A kvarc (q) xenokristály körül kialakult – diopszidból (di) és kőzetüvegből álló (gl) – reakciókorona a zánkai Hegyestű bazaltjában BSE felvételen. A kőzetüvegben kerekded karbonát (cb) csomók, a diopszid metszetekben kvarcmagok láthatók (Hegy1 minta)
BSE image of reaction corona of diopside (di) and glass (gl) around quartz (q) xenocryst in basalt from Hegyestű, Zánka. Carbonate (cb) blebs in glass and quartz grains in the cores of diopsides can be also seen (Hegy1 sample)
4. Kvarcból (q) és zónás Na-szanidinből (fp) felépülő xenolit (NBN41 minta) és reakciókoronája a bárnai Nagykőről származó bazaltban BSE felvételen. A kvarcot tűs egirin (eag), míg a földpátot főleg oszlopos diopszid (di) veszi körül
BSE image of xenolith composed of quartz (q) and zoned Na-sanidine (fp) and its reaction zone from Nagykő basalt (NBN41 sample), Bárna. Quartz grains are surrounded by aegirine (aeg) needles, whereas feldspars are surrounded by elongated diopsides (di)

I. tábla – Plate I

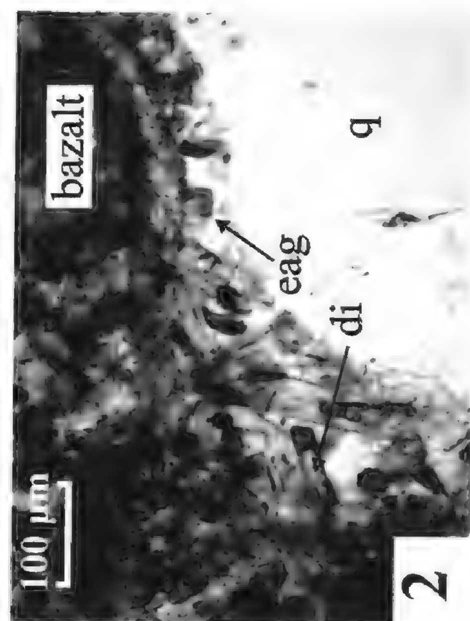


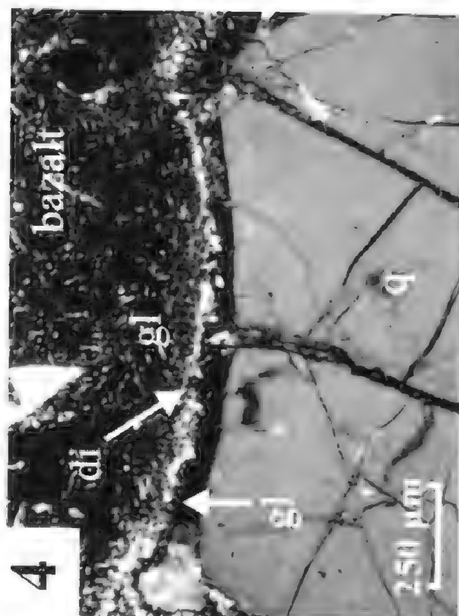


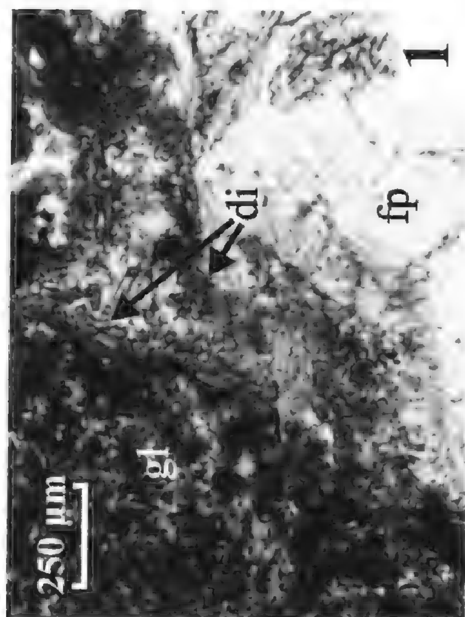


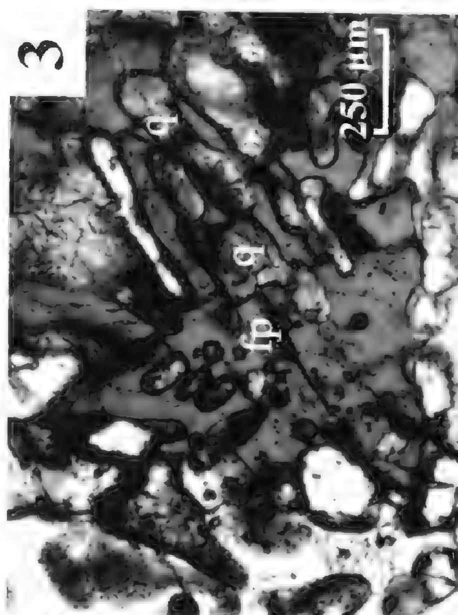


II. tábla – Plate II

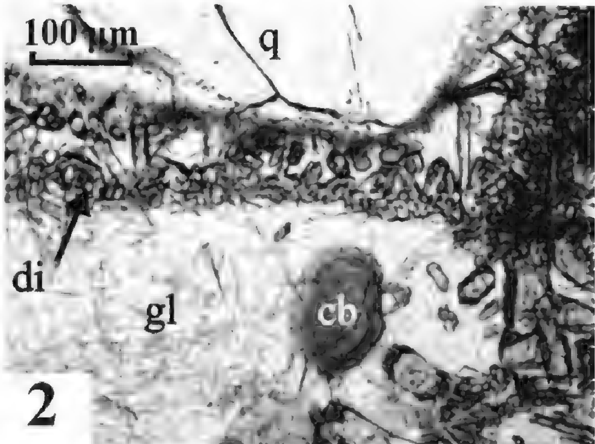


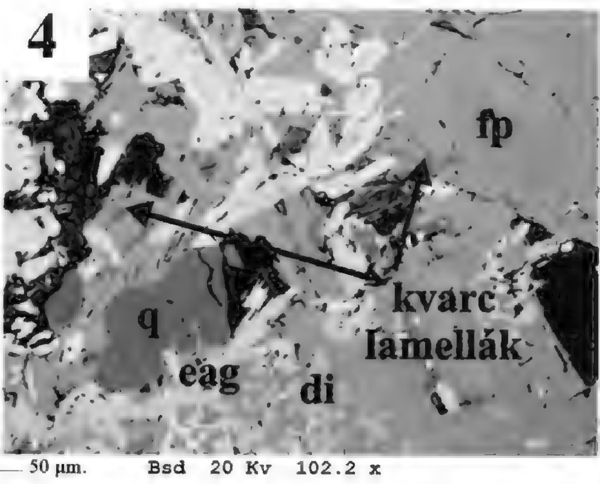


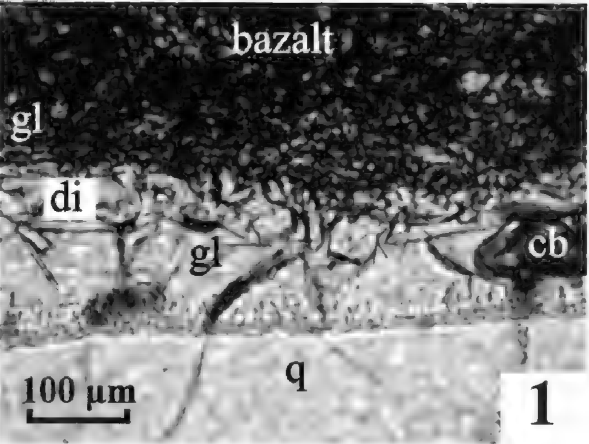


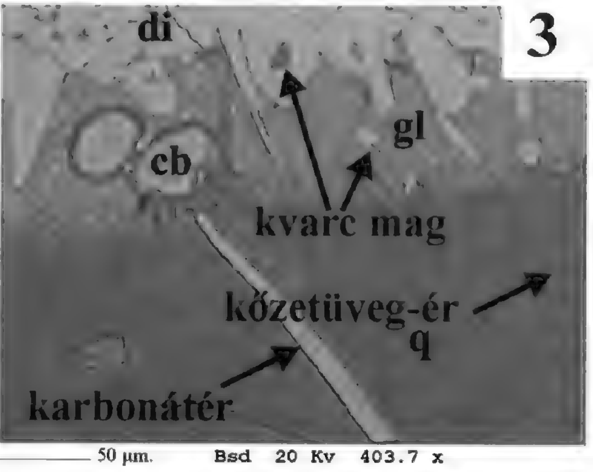


III. tábla – Plate III









Földtani Közlöny 131/3, 421–431 (2003) Budapest

Adatok a Hortobágy paleoökológiai rekonstrukciójához a Csípő-halom talajtani és malakológiai vizsgálata alapján

Data for the palaeoecological reconstruction of the Hortobágy based on pedological and malacological studies made on the Csípő mound

BARCZI Attila[1] – SÜMEGI Pál[2] – JOÓ Katalin[1]

(4 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: Hortobágy, kunhalom, paleotalaj, szikesedés, paleoökológia
Keywords: Hortobágy, kurgan, palaeosoil, salinization, palaeooecology

Abstract

Kurgans are one of the oldest memories of history in civilization of Hungary. Their historical importance provide a lot of and most interesting information for not only the science of archeology, but also for botanical, palaeoecological and pedological sciences. Our team of researchers is doing malacological and pedological studies. Our aim is to describe the stratigraphy of the Csípő mound and to provide data to the palaeoecological knowledge about the wider surroundings of the kurgan.

According to our data this kurgan was built in the Neolithic period. Its surface is covered with Chernozem soil, and the soil that is buried under the mound is Chernozem type, too. Hence instead of a closed forest vegetation rather loess-steppe or semi-shaded steppe can be reconstructed as the former environment of the mound, which was mosaicly surrounded by water and salt affected areas. Factors forming brown forest soil (Luvisol) have not been found.

Összefoglalás

A kunhalmok hazánk egyik legrégebbi kultúrtörténeti emlékei. Ennek megfelelően rendkívül sok és érdekes információt rejtenek magukban. Vizsgálatukkal nemcsak a régészet tudománya gyarapodhat, hanem bővülhet botanikai, paleoökológiai és talajtani tudásunk is. Kutatócsoportunk a Hortobágyon fekvő Csípő-halom malakológiai és talajtani vizsgálatát vette tervbe, annak érdekében, hogy megismerje rétegződését, és adatokat szolgáltasson a halom tágabb környezetének paleoökológiai ismeretanyagához. Adataink alapján a kurgánt a neolitikumban már meglévő kiemelkedésre építették. Felszínét ma mezőségi talaj fedi, és a halom alatti eltemetődött talajképződmény is mezőségi jellegű talajt rejt. A kurgán egykori környezeteként tehát nem zárt erdővegetáció, hanem inkább meleg, száraz sztyepp, illetve félárnyékos magasfüves sztyepp környezet rekonstruálható, amelyet mozaikosan vizes és szikes területek vettek körül. Erdőtalaj képződésre utaló tényezőnek nem találtuk nyomát.

Bevezetés, előzmények

A hortobágyi sztyeppesedett területek és a közöttük megjelenő szikesek kialakulásáról két eltérő hipotézis fogalmazódott meg. Az egyik tudományos vélemény szerint a holocénben a többi alföldi területhez hasonlóan a Hortobágy beerdősült, és a magasabb hátakon szigetszerűen megjelenő, ősinek tekinthető löszsztyeppeket záródott erdők vették körül, szikesek pedig még nem jelentek

[1]Szent István Egyetem, Tájökológiai Tanszék, 2103 Gödöllő, Páter K. u. 1.
[2]Szegedi Egyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, 6701 Szeged, Pf.: 658.

meg. Ebben az értelmezésben a hortobágyi szikesek másodlagosnak tekinthetők, megjelenésük elsősorban a folyószabályozásoknak és az erdőirtásoknak köszönhető.

A másik vélemény szerint kiterjedt erdőségek nem boríthatták huzamosan a Hortobágyot, a szikesedés pedig már a pleisztocén végén megjelent, folyamatosan fennállt a holocén során és a pusztán megtelepedő, nagyállattartó kultúrák, valamint a 19. századi folyószabályozás csak kiterjesztette és stabilizálta a szikes területeket. Ez utóbbi hipotézis szerint a szikesedés az alapkőzetbeli, éghajlati és speciális geomorfológiai okok összekapcsolódása révén fejlődött ki a vizsgált területen.

A kétféle felfogás ütköztetése és további elemzése kiemelkedő jelentőségű a hortobágyi talajképződés megítélése szempontjából, mert az első esetben a szikes talajok kialakulása mindössze néhány évszázadra vezethető vissza, míg a másik vélemény szerint a szikes talajok hosszú évezredek óta a Hortobágy és a magyar Alföld jellegzetességei. Rendkívüli tudományos problémát jelent az egyes vélemények bizonyítása, a szikes talajok holocénkori jelenlétének igazolása, hiszen a felszínen lévő talaj folyamatos változásban van. A mai talajok vizsgálatával nem tisztázhatjuk, hogy a szikesedés mikor alakult ki. A talajtörténeti kérdések eldöntéséhez olyan eltemetett, nem bolygatott holocén talaj szükséges, amely a kialakulását követően már nem fejlődött tovább, posztgenetikusan a lehető legkevésbé változott. Ilyen eltemetett talajszinteket a Hortobágy területén a rézkori gödörsíros kultúra népének temetkezési helyein, a kurgánokban találhatunk (*1. ábra*).

A kurgánokat a magyar nép kunhalmoknak, tatárhalmoknak, törökhalmoknak is nevezi. A kunhalmok felbecsülhetetlen kincsei hazánknak, jelentős régészeti, tájképi, botanikai és talajtani értékek hordozói (TÓTH 1999; CSÁNYI & TÁRNOKI 1995; PAPP 1996). A kunhalmok talajtani értékét az jelenti, hogy vizsgálatukkal információt kaphatunk a létrehozásuk óta eltelt idő alatt lezajlott talajképződési folyamatokról, az eltemetett talajszintek tulajdonságairól, valamint a talajképződés környezetéről.

DOKUCSAJEV megállapítása tehát – amely szerint „a talaj a táj tükre" – ma is időtálló. A legtöbb – nem trópusi – talaj az utolsó tízezer évben keletkezhetett. A talajok vizsgálatán keresztül megfigyelhetők a környezet változásai, ugyanakkor a talajok válasza, „stabilitása" egy-egy környezeti optimum állapoton is lemérhető (ALEKSANDROVSKIY 1996). Mivel a paleotalajok alkalmasak az egykori környezet rekonstruálására is, munkánk egyik célja az volt, hogy talajtani vizsgálatok segítségével bemutassuk a hortobágyi Csípő-halom eltemetett talajának környezetét, és megállapítsuk, hogy a kunhalom építése óta eltelt időben milyen talajképződési folyamatok játszódtak le, illetve az eredeti talajszint milyen talajtípusnak felelt meg. A talajtani vizsgálatok mellett malakológiai vizsgálatokkal egészítettük ki az egykori környezet rekonstrukcióját.



1. ábra. Egy jellegzetes kunhalom fotója (Hortobágy, Csípő-halom)

Fig. 1 Photo of a typical kurgan (Csípő mound, Hortobágy)

Irodalmi összefoglalás

A SZÉKELY (1984) szerkesztette tanulmánykötet szerint 7000 évvel ezelőtt a Kárpát-medencében a klímajelleg enyhe és csapadékos volt, az erdőkben uralomra jutott a tölgy. Ezután az alföldi erdők virágkora következett a bükk előretörésével, illetve tölgyes, gyertyános-tölgyes vegetáció kialakulásával. A talajok barna erdőtalajokká alakultak át. Erre az időre teszik a neolit kultúrák megjelenését és az ezzel járó antropogén hatások erőteljes kiterjedését. A tanulmánykötet egyik jelentős problémája, hogy nem közöl alapadatokat arról, hogy mi alapján vonták le a vegetáció- és talajtörténeti következtetéseket.

ALEXANDROVSKIY (2000) vizsgálatai azt bizonyítják, hogy a holocén éghajlati változásai nyomán a talajképződés is megváltozott. A szerző a holocén talajképződést kurgánokon vizsgálta. A vizsgálati terület (Észak-Kaukázus) a holocén elején hideg, száraz sztyepp vagy erdőssztyepp lehetett. A klímaváltozás következtében elterjedt az erdő, a sztyepp alatt kifejlődött csernozjom talaj erdőtalajjá alakult át. A szerző szerint ugyanilyen átalakulás jellemezte az Orosz Alföldet, valamint Közép-Európát is. A paleobotanikai adatok alapján a sztyepp-periódus a holocén első feléig tartott.

SOMOGYI (1988) véleménye az előzőekkel összecsengő. Ugyanakkor megállapítja, hogy az Alföld újraerdősülését az emberi beavatkozás akadályozta meg. Ugyanilyen regionális hatás az erdőirtás talajtakaróra gyakorolt hatása, amelynek

következtében a szerző által ősibbnek tartott erdőtalajok csernozjom talajokká alakultak át.

Soó (1933) véleménye szerint az Alföld szemihumid klímája erdőssztyeppek elterjedését tette lehetővé, és az ősibbnek tekinthető vízi, mocsári és nedves réti flóra mellett a szikes és annak vegetációja másodlagos. A szerző későbbi munkáiban (Soó 1959) felhívja a figyelmet az emberi tevékenységre, és annak következtében az erők visszaszorulására, de továbbra is kitart amellett, hogy a szolonyec talajok képződése antropogén hatásnak tudható be.

Az Alföldön a pusztai növényzet a fentiek alapján nem klimatikus eredetű, hanem emberi-társadalmi hatás eredménye. Az erdők a földművelés következtében nem terjedtek el, a puszta az antropogén hatások eredményeként alakult ki. Az Alföld peremén az erdőtakaró visszaszorításával a korábbi erdőtalajok az elmúlt 2000 évben csernozjom irányba fejlődtek, amiben a klíma szárazabbá és szélsőségesebbé válása játszotta a döntő szerepet (Székely 1984).

Zólyomi (1952) a balatoni és keleméri pollenminták adataira támaszkodva a mogyorókorban (i.e. 8000–5000) erdős sztyepp és sztyeppvegetációt rekonstruált. Ezt a kevert tölgyerdők, majd a bükk-kor szubatlanti klímája követte. A sztyeppek másodlagos kiterjedéséhez a neolitikum és a fémkorszakok erdőirtásai vezettek. A szerző felveti a hazai vegetációs övek, illetve a felbontás finomságának kérdését is. Későbbi térképén (Zólyomi 1989) a Hortobágy természetes vegetációjaként szolonyec sziki növényzetet, és foltokban löszpusztákat ábrázol.

Járainé Komlódi (1997) szerint a Kárpát-medencében 10 ezer éve indult meg a holocén beerdősülés, ami virágkorát 5 ezer éve, a holocén klímaoptimumban érte el. A szerző felhívja a figyelmet a finomabb bontás és lépték szükségességére.

Borhidi (1998) megállapítja, hogy az Alföldet nem lehet monolitikusan, globálisan értékelni. A fátlanság kérdése kapcsán megállapítja, hogy az Alföld középső területein az éghajlat önmagában nem elégséges az erdővegetáció fenntartásához, a történelmi dokumentumokat is figyelembe véve a 15–16. századi adatokban fellelhető erdők részaránya sem haladhatta meg a 30–40%-ot. Megjegyezzük, hogy a korabeli dokumentumok az erdészet szerepére nem térnek ki. A szerző szerint az Alföld sem éghajlatilag, sem geológiai-talajtani értelemben nem egységes, mai mozaikossága a posztglaciális változatosság tükörképe lehet.

A szikes talajok kialakulását és a szikes puszta elterjedését a talajtani kutatások is vizsgálták. A vizsgálatok elsősorban a talajképző tényezők és a szikesedés viszonyára irányultak (Stefanovits 1963; Várallyay 1989; Tóth-Kuti 1999), és aránylag kevés munka foglalkozott a szikesedés történetével. Bár a kutatók a szikesek ősiségét általában nem vitatják, elterjedésüket egyértelműen emberi hatásoknak, elsősorban a folyószabályozások hatásának tudják be (Szabolcs 1961).

Somogyi (1964, 1965) a holocén elején jelentkező szikesedés mellett voksol. Kutatásai alapján a neolit korra szűkül a szikesek kiterjedése, ezzel együtt beerdősülés zajlik az alföldi területeken, az erdők alatt pedig barna erdőtalaj képződik. Később az erdők száma azok kivágása miatt csökken, a szárazabbá váló klíma újra kedvez a szikesek elterjedésének, a barna erdőtalajok mezőségi talaj irányban fejlődnek tovább. A folyószabályozások egyes területeken növelik, máshol csökkentik a szikes területeket.

SZABOLCS et al. (1978) szerint a Hortobágy jobb termőképességű talajain erdőspusztarétek, a magasabb helyeken erdők telepedtek meg. A tölgy dominanciájú erdők alatt a nedvességviszonyok megváltozása, a kialakult A0-szint, a savas pH következtében intenzív szologyosodás, mély kilúgzás jött létre.

BODROGKÖZY (1980) megállapítja, hogy a holocén folyamán az Alföldön a sztyeppnövények megtelepedésével elsősorban mezőségi talajképződés zajlik. A szikesek megjelenését a holocén elején valószínűsíti, de nagy mérvű elterjedésüket a folyószabályozással magyarázza.

NYILAS & SÜMEGI (1992) a hortobágyi Nyírő-laposon végzett szedimentológiai és malakológiai vizsgálatokat, amelyek alapján megállapítják, hogy a terület már a pleisztocén korban is mozaikos elrendeződésű élőhelyekkel jellemezhető. Az erdővegetációra utaló fajok száma minimális. Az elmélet, amely szerint a preboreális időszakban az egész Alföld – beleértve a Hortobágyot is – területét erdő borította (SOÓ 1931), malakológiai vizsgálatokkal nem volt megerősíthető.

SZÖŐR et al. (1991) a Hajdúság területén szedimentológiai és geokémiai vizsgálatokat végeztek felső-pleisztocén paleotalaj mintákon. Az eredmények sztyepp-szerű, szikes foltokkal tarkított pusztát definiáltak. Megállapításaik szerint a szikesedés nem a holocénban kezdődött, hanem már a pleisztocén száraz és meleg interstadiálisaiban is kialakulhattak szikes talajok.

Az Alföld paleoszikes talajairól más megerősítés is született. SÜMEGI et al. (2000) szerint a Hortobágyon a szikesedés már a neolitikum előtt megjelent. A kontinentális éghajlati hatás, a folyóvíz-szabályozás és a tájhasználat (pásztorkodás) csak rögzítette, kiterjesztette a szikesedést.

ALEXANDROVSKIY et al. (2000) észak-kaukázusi kunhalom-vizsgálataik során a halmok, a lenyesett talajfelszínek és a környezet talajait is elemezték. Az eltemetett talaj az Ipatovsky kurgán esetében szépen kifejlődött, 4000–5000 éves szolonyec volt. Az eltemetett szolonyecek a szerzők szerint a holocén elején kezdtek el kialakulni.

Mint a fentiekből is kitűnik, a Hortobágyon a holocén erdő- és/vagy mezőségi talajképződési folyamatok, a szikesedés okai és a szikes puszta kifejlődése, a talajok átalakulása nem tisztázott kérdések, amelyek további kutatásokat igényelnek. Jelen munkánkkal a kérdések megválaszolásához szeretnénk hozzájárulni.

Anyag és módszer

A kiválasztott Csípő-halom nevű kurgánon és környezetében 2000–2001-ben több ütemben cönológiai felvételezést (BRAUN-BLANQUET 1951) és Pürckhauer-szúróbotos talajtani térképezést (FINNERN 1994) hajtottunk végre. Mivel valamennyi kunhalmunk természetvédelmi oltalom alatt áll, a halom és értékes vegetációja védelmében nem ásott szelvényekből vettük a mintákat, hanem hálózatos térképező fúrást végeztünk (BIRKS & BIRKS 1980). A halomtesten 5–6 m mélységig, környezetében 2 m mélységig mélyítettük a fúrásokat. A felső harmadban indított fúrások célja a halom anyagának és a halom által eltemetett talajnak a vizsgálata volt. A halom lábánál, a feltételezett felhordási területen indított fúrás a halom felhordása során lepusztított területnek a rekonstruálását

célozta, a halom távolabbi területének fúrásai pedig a halom építésekor nem, vagy kevésbé bolygatott területeket kívánták feltárni. A kiemelt mintákat a morfológia alapján a talajszinteknek megfelelően tagoltuk, majd malakológiai és talajtani vizsgálatoknak vetettük alá. A talajtani vizsgálatok közül – az érvényben lévő szabványok szerint – elvégeztük a karbonáttartalom, az összes szervesanyag (izzítással) és humusz (TYURIN módszerével), a pH (H_2O és KCl-ban mért), valamint az összes vas- és nátrium-mennyiség vizsgálatát (BUZÁS 1988). A mechanikai elemzéseket a Magyar Állami Földtani Intézet segítségével végeztük.

Eredmények, következtetések

A talajtani vizsgálatokkal a halom közelében mozaikos elrendeződésben csernozjom, réti és szolonyec szikes talajokat írtunk le. A mozaikosság a talajvíz elhelyezkedésének, valamint a mikromorfológiának megfelelően alakult. A halom sajátos rétegződést mutatott (2. *ábra*).

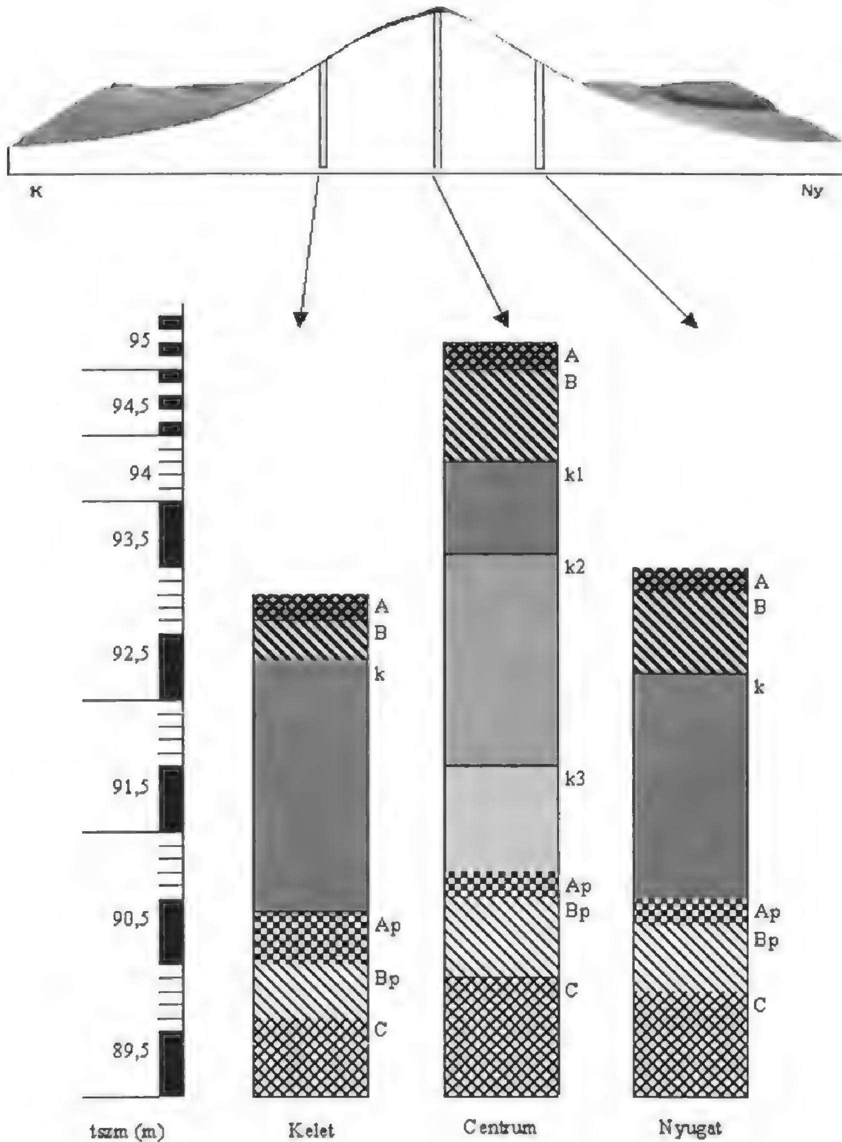
A halomtest tetején mészlepedékes csernozjom talajt találtunk. A recens csernozjom talaj alatt változó vastagságú, de színében egységes kultúrréteg következett, majd az eltemetett talaj és annak alapkőzete került elő a fúrásból. Az *I. táblázat*ban a halom közepén indított fúrás fontosabb talajtani adatait mutatjuk be.

I. táblázat. A Csípő-halom központi fúrásának talajtani vizsgálati eredményei
Table 1 Results of pedological studies of the central drilling of the Csípő mound

	szint (cm)	pH (H_2O)	pH (KCl)	karbonát %	izzítás %	humusz %	só %	Na %	Fe mg/kg	Mechanikai elemzés agyag	por	homok
A	0-20	7,72	7,06	2,29	7,19	3,43	0,07	0,07	3898	38	39	23
B	20-110	7,8	7,4	2,31	6,33	2,63	0,2	0,13	7978	39	35	26
k1	110-160	7,5	7,21	0,06	6,36	2,46	1,53	0,31	16494	39	32	29
k2	160-320	7,25	6,81	0,07	6,18	2,82	1,35	0,34	10851	38	40	22
k3	320-400	8,47	7,31	0,15	5,34	2,37	0,76	0,38	13264	38	35	27
Ap	400-420	8,96	7,6	0,52	5,53	2,35	0,68	0,32	7883	39	36	25
Bp	420-480	9,49	8,03	10,14	4,59	1,5	0,41	0,35	21300	38	37	25
C	480-580	9,66	8,08	14,76	3,79	0,6	0,16	0,32	17975	41	34	25

A recens csernozjom talaj A- és B-szintje a mezőségi talajokra jellemző humusz- és mészdinamikával jellemezhető, száraz élőhely. A kultúrréteg színe és humusztartalma alapján megállapítható, hogy maga a halom a környezetének talajosodott (szerves anyagban gazdag) részéből lett meghordva. Az itt jelentkező magas (10 000 mg/kg feletti) összes vas értékek arra utalnak, hogy a halom egykori környezete nedves, vízjárta hely volt, ahol a változó vízmozgás következtében a vas erősebb felhalmozódást mutatott. A nátrium magas értékeket ér el a kultúrrétegben (0,34–0,38%), ami a halom építésével egyidős szikes környezetre utalhat.

A kultúrréteg alatt az eltemetett talaj morfológiai vizsgálatai csernozjom talajképződésre utalnak. A sötétbarna szín, a kevésbé tömődött – inkább morzsás – szerkezet, a mésztartalom növekedése a B-szintben, a hosszan és fokozatosan átkeveredő csernozjom B-szint mezőségi talajképződésre utal. Ezt támasztják alá



2. *ábra.* A Csípő-halom rétegződése a K–Ny irányú metszetbe eső fúrások alapján, ahol A: recens talaj A-szint; B: recens talaj B-szint; k1, k2, k3: antropogén eredetű kultúrszintek; Ap: eltemetett (paleo) talaj A-szint; Bp: eltemetett (paleo) talaj B-szint; C: eltemetett talaj alapkőzete; Kelet, Centrum, Nyugat: a fúrások tájolása

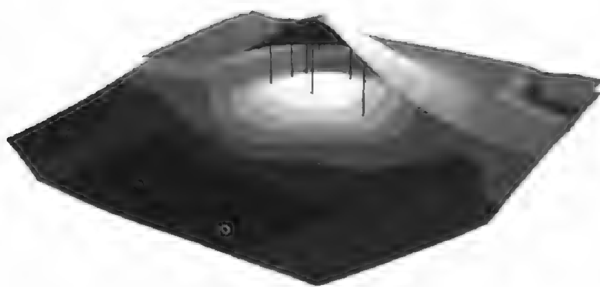
Fig. 2 Stratigraphy of the Csípő mound based on drillings located in North–West oriented profile. A: A horizon of the recent soil; B: B horizon of the recent soil; k1, k2, k3: cultural layers of antropogenic origins; Ap: A horizon of the buried soil (palaeosoil); Bp: B horizon of the buried soil (palaeosoil); C: parent material of the buried soil (palaeosoil); Kelet (East), Centrum (Central), Nyugat (West): position of the drillings in the profile

a vizsgálati adatok közül az Ap-szint magas humusztartalma, ami a Bp-szintben fokozatosan csökken, valamint a mésztartalom vizsgálata, ami az Ap-szintben gyenge kilúgzottságra, a Bp-ben a magas érték (10,14%) a csernozjomokra jellemző mészdinamikára mutat. Ugyanakkor a pH a szintekben jelentősen emelkedik, és míg a KCl-ban mért gyengén lúgos pH magyarázható a magas mésztartalommal, addig a desztillált vizes pH a C-szint felé fokozatosan emelkedik, egészen az erősen lúgos tartományba. Ezek az értékek a szikesedésre utalnak, akárcsak az összes sótartalom, azonban megjegyezzük, hogy a sótartalom az eltemetett szintek esetében mindenütt alacsonyabb a kultúrréteg sótartalmánál. A szikesedés kérdésének eldöntéséhez szükséges lehet a só minőségének, valamint forrásának vizsgálata (pl. származhat-e a só a magas sótartalmú kultúrrétegből történő „átitatódással"), vizsgálni kell a talaj T és S értékeit, a kicserélhető kationok – különösen a Na^+-ion – mennyiségét. Vizsgálatainkat a továbbiakban ásványtani elemzésekkel is tervezzük bővíteni.

Csigák a halomtest felső, csernozjom A-szintjéből, az eltemetett talajból és annak alapkőzetéből, valamint a halmot övező területen két helyről (a halmot övező gyűrű C-szintjéből és a környező talaj A-szintjéből) kerültek elő. A halomtest közepén indított fúrás az eltemetett talajban száraz sztyeppei fajokat (*Chondrula tridens, Cepaea vindobonensis*) hozott a felszínre. Ebben a mintában, az eltemetett Ap-szintben – mint fentebb említettük – a morfológia, a talaj humusztartalma (2,3%), a kimutatható karbonáttartalom (0,5%) is mezőségi talajképződést mutat. Az emelkedő pH és összes sótartalom vagy a kultúrrétegből történő sóbemosódásra, vagy a talajvíz felől érkező szikesedésre utal, ez utóbbiak további elemzést igényelnek. A halom szélein indított fúrásokból kissé nedvesebb, illetve váltakozóan száraz környezetet kedvelő fajok kerültek elő (*Vertigo pygmaea, Helicopsis striata, Chondrula tridens, Vallonia pulchella, Cepaea vindobonensis*). A halom szélein felvételezett eltemetett talajok – a tulajdonságaikat tekintve – hasonlóak a centrumban indított fúrásban leírtakhoz, bár a Na^+ tartalom és a pH magasabb (pH H_2O 9,4 erősen lúgos; pH KCl 8,2 lúgos). E talajok alapkőzetében a mésztartalom nő (13%), csökken a Na^+ mennyisége és a humusztartalom. A halomtest feltalajában a legszárazabb környezetet jelző fajok jelentek meg (*Helicopsis striata, Chondrula tridens, Cepaea vindobonensis*). A vizsgált talajszint morfológiailag (állatjáratok, mészdinamika stb.) a mezőségi talajok B-szintjének felel meg, amit a talajtani vizsgálatok is alátámasztanak.

A textúra vizsgálata az utóbbi évek kutatásaiban a szikesedés és a kőzet viszonyát elemezte (KUTI et al. 2002), ugyanakkor jó mutatója egyes talajképződési folyamatoknak (agyagosodás, agyagvándorlás stb.) is. A halom anyagában a mechanikai összetétel adatai egyenletes vályog fizikai talajféleséget mutatnak, vagyis agyagosodásnak, agyagvándorlásnak, erőteljes kilúgzó vízháztartásnak, a pH-ban pedig savanyodásnak, összességében erdőtalajképződésnek nem találtuk nyomát. Ezzel szemben sztyepp jellegű, de vízjárta, mozaikos, szikesedő környezetet rekonstruáltunk.

A halomtesten végzett fúrások tengerszint feletti magasságának meghatározásával lehetővé vált az eltemetett talajok alapkőzetéül szolgáló löszszerű üledék elhelyezkedésének megállapítása is (*3. ábra*).

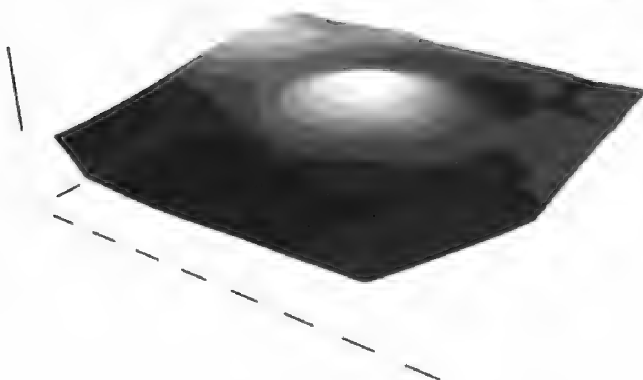


3. *ábra.* A fúrások és az alapkőzet elérési pontjainak térrajza a Csípő-halmon

Fig. 3 3–D delineation of the location of drillings and reaching points of parent material

A halom közepén az alapkőzet a szélső fúrásokhoz viszonyítva 30–50 cm-rel magasabban helyezkedik el (4. *ábra*), ami alátámasztja azokat a talajtani és malakológiai eredményeket, amelyek szerint a halom közepén az eltemetett talaj szárazabb talajképződési viszonyok között jött létre, az alapkőzet „púpjának" alacsonyabb szélei felé haladva pedig időszakosan vízjárta vagy vizes élőhellyel szegélyezett rész alakulhatott ki. A halom tehát eleve természetes kiemelkedésre épült, ami nem meglepő, hiszen a vízjárta környezetben a szárazulatok jelentettek megfelelő temetkezési helyet.

A halomtól távolabb talált fajok vízparti, szikes és sztyepp jellegű környezetre, tehát mozaikosságra utalnak (*Planorbis planorbis, Anisus spirorbis, Oxyloma elegans, Chondrula tridens, Cepaea vindobonensis*). A mintázott talajok egy része kissé maga-



4. *ábra.* A fúrások alapján rekonstruált alapkőzet térrajza

Fig. 4 3–D delineation of the parent material reconstructed according to the results of drillings

sabb háton fekvő csernozjom réti talaj, amely szigetszerűen emelkedik ki a mozaikosan vizenyős és szikes (szikpadkás) területből.

A talajtani és malakológiai vizsgálatok jól összevethetők a botanikai eredményekkel (PENKSZA & JOÓ 2002). A halom tetején kialakult mezőségi talajképződménnyel és a száraz sztyeppei csigafajokkal jól összecseng a kialakult száraz löszgyep. A halom lábi területei felé haladva azonban már váltakozva, sávba rendezve találhatjuk meg a löszvegetáció állományait és a felhúzódó szikes legelő fajait. A halom környezetében húzódó hátakat, amelyeken a sztyeppei és a nedves környezetet egyaránt kedvelő csigafajok is megtalálhatók, jól kirajzolják a *Salvio nemorosae-Festucetum rupicolae* (ZÓLYOMI 1957) SOÓ 1964 társulás, valamint a védett macskahere (*Phlomis tuberosa*) foltjai. Ezek a hátak mindössze 10–30 cm-rel emelkednek ki a szikpadkás környezetből. A mélyebb területek tipikus

társulásaként az *Artemisio santonici-Festucetum pseudovinae* SOÓ in MÁTHÉ 1933 corr. BORHIDI 1996, szikes legelő társulást említhetjük meg.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA T 038272 téma támogatja. A mechanikai elemzésben nyújtott segítségért KUTI Lászlónak (MÁFI), a fúrások kivitelezéséért a Békés megyei Növény- és Talajvédelmi Szolgálatnak mondunk köszönetet.

Irodalom – References

ALEKSANDROVSKIY, A. L. 1996: Natural Environment as Seen in Soil. Eurasian Soil – *Science* **29/3**, 245–254.

ALEXANDROVSKIY, A. L. 2000: Holocen development of soils in response to environmental changes: the Novosvobodnaya archaeological site, North Caucasus. – *Catena* **41**, 237–248.

ALEXANDROVSKIY, A., PLICHT, J. & KHOKHLOVA, O. 2000: Abrupt Climatic Change in the Dry Steppe of the Northern Caucasus, Russia. – *GeoLines* **11**, 64–66.

BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H. 1980: Quaternary Palaeoecology. – E. Arnold Press, London, 289 p.

BODROGKÖZY Gy. 1980: Szikes puszták és növénytakarójuk. – *A Békés Megyei Múzeumok Közleményei* **6**, 29–50.

BORHIDI, A. 1996: An annotated cheklist of the Hungarian plant communities, I. The non-forest vegetation. – In: BORHIDI, A. (Ed.): Critical Revision of the Hungarian Plant Communities. Janus Pannonius Univ. Pécs, 43–94.

BORHIDI A. 1998: Kerner és az Alföld növényföldrajza mai szemmel. – *Kanitzia* **6**, 7–16.

BRAUN-BLANQUET, J. 1951: Pflanzensociologie II. – Wien, 631 p.

BUZÁS I. (szerk.) 1988: Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 242 p.

CSÁNYI M. & TÁRNOKI J. 1995: Halom-feltárás Kunhegyes határában (Kunhegyes-Nagyállás-halom). – In: UJVÁRY Z. (szerk.): Tanulmányok és közlemények. Debrecen-Szolnok, 27–47.

FINNERN, H. (ed.) 1994: Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. verbesserte und erweiterte Auflage. – Hannover, 392 p.

JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1997: A legutóbbi, azaz holocén beerdősödés flóratörténetéből. – *Botanikai Közlemények* **84**, 3–15.

KUTI, L., TÓTH, T., KERÉK, B., ZÖLD, A. & SZENTPÉTERY, I. 2002: Fluctuation of the Groundwater Level, and its Consequences in the Soil-Parent Material-Groundwater System of a Sodic Grassland. – *Agrokémia és Talajtan* **51/1–2**, 253–262.

MÁTHÉ I. 1933: A hortobágyi Ohat-erdő vegetációja. Die vegetation des Ohat-Waldes. – *Botanikai Közlem.* **30**, 159–165.

NYILAS, F. I. & SÜMEGI, P. 1992: The Mollusc fauna of Hortobágy at the end of the Pleistocene (Würm 3) and in the Holocene. – Proc. 10th Intern. Malacol. Congr. (Tübingen 1989), 481–486.

PAPP L. 1996: Debrecen környéke halmainak (kurgánjainak) növényzete. – In: Dombok, halmok, kurgánok. Hajdú-Bihar megye mesterséges kiemelkedései. A Dél-Nyírség – Bihari Tájvédelmi Egyesület Kiadványa, 32–39.

PENKSZA K. & JOÓ K. 2002: Kunhalmok botanikai és talajviszonyainak vizsgálata. Aktuális flóra- és vegetációkutatás a Kárpát-medencében V. Konferencia Kiadvány, p. 65.

SOMOGYI S. 1964: A szikes talajok képződésének földrajzi tényezői Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* **12**, (88), 219–244.

SOMOGYI S. 1965: A szikesek elterjedésének időbeli változásai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* **13**, (89), 41–55.

SOMOGYI S. 1988: A magyar honfoglalás földrajzi környezete. – *Magyar Tudomány* **88/11**, 863–869.

SOÓ R. 1931: A magyar puszta fejlődéstörténetének problémája. – *Földrajzi Közlemények* **59**, 1–17.

SOÓ R. 1933: A Hortobágy növénytakarója (A szíkespuszta növényszövetkezeteinek ökologiai és szociologiai jellemzése). A „Debreceni Szemle" kiadása, 26 p.

SOÓ R. 1959: Az Alföld növényzete kialakulásának mai megítélése és vitás kérdései (Válasz Boros Ádám: A magyar puszta növényzetének származása c. cikkére). – *Földrajzi Értesítő* **8/1**, 1–18.

SOÓ R. 1964: Magyarország növénytársulásainak részletes (kritikai) áttekintése. – In: SOÓ R. (Ed.): A magyar flóra és vegetáció rendszertani-növényföldrajzi kézikönyve, I. Synopsis sytematico-geobotanica florae vegetationisque Hungariae, I, 130–289, Budapest.

STEFANOVITS P. 1963: Magyarország talajai. – Akadémiai Kiadó, 299–307.

SUMEGI P., MOLNÁR A. & SZILÁGYI G. 2000: Szikesedés a Hortobágyon. – *Természet Világa* 213–216.

SZABOLCS I. 1961: A vízrendezések és öntözések hatása a tiszántúli talajképződési folyamatokra. – Akadémiai Kiadó, Bp.

SZABOLCS I., VÁRALLYAY Gy. & MÉLYVÖLGYI J. 1978: Az újszentmargitai talajok és a táj ökológiája. – *Agrokémia és Talajtan* **27/1–2**, 1–30.

SZÉKELY Gy. (főszerk.) 1984: Magyarország története. Előzmények és magyar történet 1242-ig. – Akadémiai Kiadó, 49–68.

SZÖŐR, Gy., SÜMEGI, P. & BALÁZS, É. 1991: Sedimentological and geochemical analysis of Upper Pleistocene paleosols of the Hajdúság region, Hungary. – In: PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (Eds): Quaternary environment in Hungary. Studies in Geography in Hungary, 26. – Akadémiai Kiadó, 47–59.

TÓTH A. (szerk.) 1999: Kunhalmok. – Alföldkutatásért Alapítvány Kiadványa, Kisújszállás, 77 p.

TÓTH T. & KUTI L. 1999: Összefüggés a talaj sótartalma és egyes földtani tényezők között a hortobágyi „Nyírőlapos" mintaterületen II. Többszörös összefüggések és a felszíni sótartalom becslése. – *Agrokémia és Talajtan* **48/3–4**, 447–458.

VÁRALLYAY Gy. 1989: Szikesedési folyamatok a Kárpát-medencében. – *Agrokémia és Talajtan* **48**, 399–418.

ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. – *Magyar Tudományos Akadémia Biológiai Osztály Közleményei*, 491–527.

ZÓLYOMI B. 1989: Természetes növénytakaró (Natural vegetation). 1:1500000 Térkép. – In: PÉCSI M. (ed.): Magyarország Nemzeti Atlasza. Kartográfiai Vállalat, 89 p.

Kézirat beérkezett: 2003. 04.02.

Földtani Közlöny 133/3, 433–436 (2003) Budapest

Rövid közlemények

A magyarországi paleogén holoplanktonikus gastropodák sztratigráfiai jelentősége

Biostratigraphy and correlation of Palaeogene holoplanktonic gastropods in Hungary

BOHNNÉ HAVAS Margit[1]

Tárgyszavak: holoplanktonikus gastropoda, pteropoda, biosztratigráfia, magnetosztratigráfia, eocén, oligocén, Magyarország

Keywords: holoplanctonic gastropod, pteropod, biostratigraphy, magnetostratigraphy, Eocene, Oligocene, Hungary

Abstract

The Palaeogene marine sediments contain relatively rich holoplanktonic gastropod (pteropod) fauna in Hungary. So far 32 species (11 new) 8 genera have been identified from 33 Eocene and 21 Oligocene localities. The first occurrance of Palaeogene pteropods fall on the Middle Eocene (C20n magnetic chron, NP 16 nannozone) and the last occurrance on the Late Eocene (C16n, NP18).The Oligocene pteropods lasted from the Early Oligocene (Early Kiscellian, NP21/22) until the Late Oligocene (Early Egerian, NP24/25.)

Hazánk harmadidőszaki tengeri üledékei viszonylag gazdag plankton gastropoda faunát zárnak magukba. A korábbi évek pteropoda kutatásai, melyek az OTKA támogatás segítségével (T 014960) valósultak meg, bizonyították, hogy a plankton gastropodák sztratigráfiai jelentőségűek és alkalmasak a hazai neogén tagolására (BOHNNÉ 1992, 1995; BOHN-HAVAS & ZORN 1993, 1994, 1995)

A paleogén pteropodák világszerte, így hazánkban is kevésbé voltak ismertek, mint a neogén plankton csigái. Az elmúlt évek kutatásai azonban igazolták, hogy a hazai paleogén pteropodák részletes feldolgozása mennyiségük (36 faj), nagy térbeli elterjedésük, időbeni tagolásra alkalmas voltuk miatt indokolt volt. Eredményeinknek eddig csak kis részét publikáltuk (BOHN-HAVAS & ZORN 1993; ZORN & BOHN-HAVAS 1996; BOHN-HAVAS et al. 2003) s további, részletes taxonómiai leírásokat tartalmazó dolgozat közreadása csak a távolabbi jövőben várható.

Célunk ezért e rövid közleménnyel az OTKA által támogatott (T 025005) kutatások legutóbbi eredményeinek áttekintő összegzése.

A hazai paleogén plankton gastropodák alapján történő tagolása során figyelembe vettük JANSSEN & KING (1988) északnyugat-európai pteropoda zonációját, kiegészítve a zonáción kívüli területek adataival (Európa egyéb területei, Ázsia, Afrika, Amerika, Ausztrália), korreláltuk a fajok ki- és belépési dátumait a nannoplankton (BÁLDINÉ BEKE 1984, 2002) és polaritás zonációkkal (KORPÁS et al. 1999; KOLLÁNYI et al. 2003).

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

Az eocénből 33, az oligocénből 21 lelőhelyről ismerünk pteropodákat, de bizonyára számos egyéb paleogén fúrásban is megtalálhatók, melyek vizsgálatára még nem került sor.

Az eocénből hat genusz (*Limacina, Skaptotion, ?Euchilotheca, Creseis, Praehyalocylis, Clio*) 16 faja vált ismertté. Ezek közül a külföldi eocén tengeri képződményeiből már korábban ismert volt a *Limacina umbilicata, L. pygmea, L. nemoris, L.* aff. *tutelina, Skaptotion bartonense, Creseis hastata, Praehyalocylis annulata.* Valószínűleg új fajok, melyeknek leírása, ill. taxonómiai vizsgálata folyamatban van: *Limacina* sp. 1. (ZORN 1991), *Limacina* sp. 4., *Limacina* sp. 5., ?*Euchilotheca.* sp., *Creseis* sp. 1., *Praehyalocylis* sp. 1, *Clio* sp. 1. (?*Creseis*), *Clio* sp. 2., *Clio* sp. 3.

Magyarországon csak a dunántúli-középhegységi eocén képződményekből ismerünk pteropodákat (Padragi Agyagmárga Formáció, Csolnoki Agyagmárga Formáció). Előfordulási gyakoriság, illetve földrajzi elterjedés szempontjából a *Creseis*ek (korábban tévesen *Vaginella* – BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1991; KNAUER 1971) állnak az első helyen, ami azt jelenti, hogy majdnem minden fúrásban előfordulnak a Dunántúli-középhegységi zónában. Gyakoriak a *Limacina* és *Praehyalocylis* fajok is. Mindössze két lelőhelyről ismert, bár több mintából *Clio* előfordulás.

A hazai eocén tagolása szempontjából a következő pteropoda fajoknak van jelentősége: *Limacina umbilicata, Limacina pygmea, Limacina nemoris, Limacina* aff. *tutelina, Skaptotion bartonense, Praehyalocylis annulata, Creseis hastata,* valamint a *Clio* sp. 1. és 2.

A *Limacina pygmea, Creseis hastata, Praehyalocylis annulata* szinte azonos időben, a késő-lutetiaiban, az NP 16 zóna alsó szakaszán lépnek fel, első képviselőiként a hazai eocén pteropodáknak.

A *Limacina umbilicata, Limacina* sp. 1. (ZORN 1991), *Skaptotion bartonense* fajok belépése a bartoni korai szakaszára jellemző s az NP 17 zónával korrelálható.

A priabonaiban (NP 18 zóna) három új faj jelenik meg, a *Limacina* sp. 4., *Clio* sp. 1. (?*Creseis*) és a *Clio* sp. 2. Előfordulásuk csak a Csetény–72 és Bakonyszentkirály–3 fúrásokból ismert.

A vizsgált szelvényekben a felső-eocén magasabb szakaszába sorolható képződményekben nem találtunk pteropodákat.

JANSSEN & KING (1988) eocén zónái közül a középső-eocénre jellemző 10., ill. a középső-eocén legfelső, ill.felső-eocén alsó szakaszával korrelált 11. és a 12. pteropodákat nem tartalmazó (felső-eocén felső szakasza) zóna mutatható ki .

Külön kell szólni a *Clio* sp. 3. új fajról, mely az NP 16 felső zónahatárának közelében jelenik meg és csak egy lelőhelyen és egy példányban fordult elő eddig. (Bakonycsernye–18 fúrás). Ez azért nagy jelentőségű, mert a *Clio* genus korábban csak az oligocénből volt ismert, illetve egy ?*Clio* genusba sorolt példányt említ JANSSEN (1990) az ausztráliai felső-eocénből. Így ez a hazai új faj az eddig ismert legkorábbi fellépése a *Clio* genusznak.

A vizsgált 32 pteropoda tartalmú eocén fúrás közül négynek (Somlóvásárhely–1, Csetény–72, Nagyegyháza–58 és Oroszlány–2370) elkészült a magnetosztratigráfiai kiértékelése. Ezen adatok korrelációja alapján feltételezhetjük, hogy a pteropodák a magyarországi eocénben ~43 Ma körül jelentek meg, a C20n magnetokron utolsó harmadában. Ez a „legidősebb" adat csak a Somlóvásárhely–1 fúrásban volt mérhető. Eltűnésük a C16n kron közepe táján valószínűsíthető ~36 Ma körül (Csetény–72 jelű fúrás).

Magyarország oligocén pteropodáira vonatkozó ismereteinket 21 lelőhely mintáinak vizsgálatára alapoztuk.

Az oligocénből hat genusz (*Limacina, Creseis, Praehyalocylias, Clio, Ireneia, Vaginella*) 16 faja vált ismertté: *Limacina hospes, Praehyalocylis raricostata, Ireneia tenuistriata, Ireneia* ex aff. *calandrelli, Clio* aff. *triplicata, Clio multicostata, Clio jacobae, Vaginella tricuspidata.* Valószínűleg új fajba sorolható pteropodák: *Limacina* sp. (=Spiratella zóna), *Creseis* sp. A, *Creseis* sp. (?*Vaginella*), *Clio* sp. A, B, C, D, *Vaginella* sp. A. (egerensis). Ez utóbbi új fajok taxonómiai feldolgozása még nem zárult le.

Pteropoda vizsgálataink során megkíséreltük a hazai oligocént plankton gastropodák alapján tagolni. Figyelembe vettük JANSSEN & KING (1988) zonációját, a fontosabb fajok megjelenési és eltűnési dátumainak nannoplankton és magnetosztratigráfiai korrelációját, bár az oligocén esetében nem állt rendelkezésünkre olyan nagy számú adat, mint az eocénben.

Az oligocén tengeri képződményeiben előfordulási gyakoriság, illetve földrajzi elterjedés szempontjából a *Limacina* sp.(= Spiratella horizont, BÁLDI 1983) és a *Clio* fajok vezetnek, melyek Észak-Magyarországon, Budapest környékén és a dunántúli oligocén képződményekben (Tardi Agyag Formáció, Kiscelli Agyag Formáció) egyaránt megtalálhatók.

A hazai oligocént három részre lehet osztani plankton gastropodák alapján. A kiscelli korai szakaszát a *Limacina* sp. (=Spiratella horizont) nagy egyedszámú előfordulása, míg késői szakaszát kiugró diverzitású pteropoda fauna (5 genusz, 11 faj) megjelenése jellemzi. Az egri korai szakaszának elkülönítését a *Vaginella tricuspidata* teszi lehetővé, mely faj Európa szerte fontos szerepet játszik a felső-oligocén üledékek párhuzamosításában.(JANSSEN & ZORN 1993).

A tagolást elősegítették a fent említetteken kívül a *Limacina hospes, Praehyalocylis raricostata,* valamint az *Ireneia tenustriata, Clio jacobae,* (NP 24) fajok, melyek JANSSEN & KING (1988) 15. ill. 16. pteropoda zónájának index fosszíliái. A *Clio* sp. A, B (ZORN & BOHN-HAVAS 1966) valamint a Varbó–50 fúrásban talált *Clio* sp. C és *Clio* sp. D új fajok a kiscelli késői szakaszára jellemzők.

Mindössze egy pteropoda tartalmú oligocén fúrás paleomágneses mérése történt meg (Kiscell–1, BÁLDI 1986; KORPÁS et al. 1999) Ennek adatai alapján a plankton gastropodák az oligocénben a C13n kronban, kb. 33,2 millió évvel ezelőtt, az NP21/22 nannozónában jelentek meg. Eltűnésük pedig az egri korai szakaszára (NP 24/25 BÁLDINÉ in JANSSEN & ZORN 1993) tehető.

Rövid áttekintésünk egy folyamatban lévő kutatás eddigi eredményeiről ad számot, mely lezáródása után várhatóan számos rendszertani, rétegtani és környezeti változásokra utaló új adattal fog hozzájárulni a hazai paleogén képződmények megismeréséhez.

Irodalom

BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsó miocén formációk – Akadémiai Kiadó, Budapest, 1–293.

BÁLDI, T. 1986: Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. – Akadémiai Kiadó, Budapest 1–201.

BÁLDINÉ BEKE M. 1984: A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. – *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica* **43**, 1–307.

BÁLDINÉ BEKE M. 2002: A planktonsztratigráfia hatása a hazai eocén rétegtanára. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 355–366.

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene Basin in western Hungary. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 88, 25–52.

BOHN P.-né 1992: Magyarország miocén pteropodái.– *MÁFI Évi jel.* **1990**-*ről* 473–480.

BOHN-HAVAS, M. & ZORN, I. 1993: Biostratigraphic studies on planktonic gastropods from Tertiary of the Central-Paratethys. – *Scripta Geol. Spec. Issue* **2**, 57–66.

BOHN-HAVAS, M. & ZORN, I. 1994: Biostratigraphische Studien über planktonische Gastropoden in Mittel-Miocänen von Österreich und Ungarn. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*, **T. 2**, 73–85.

BOHN-HAVAS, M. & ZORN, I. 1995: Biostratigraphic studies on planktonic gastropods from the Neogene of the Central Paratethys. – *Romanian Journal of Stratigraphy* **76**, **7/1** 143–147.

BOHN-HAVAS, M., LANTOS, M. & SELMECZI, I. 2002: Dating of the Tertiaty "pteropoda events" in Hungary by magnetostratigraphy. – *Geol. Carpatica* **54**, 1–12.

JANSSEN, A. W. & KING, C. 1988: Planctonic Molluscs (Pteropods). – *Geol. Jahrb. A.*, **100**, 356–368.

JANSSEN, A. W. 1990: Pteropoda (Gastropoda, Euthecosomata) from Australian Cainozoic. – *Scripta Geol.* **91**, 1–76.

JANSSEN, A. W. & ZORN, I. 1993: *Vaginella tricuspidata* sp. nov., a new holoplanktonic Mollusc from the Late Oligocene of SW France and Hungary. – *Contr. Tert. Quatern. Geol.* **29/3–4**, 61–71.

KNAUER J. 1971: A Jásd J–38 jelű mélyfúrás földtani eredményei. – *Magyar Állami földtani Intézet Évi Jelentése* **1969**-*ről*, 63–73.

KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BÁLDINÉ BEKE M. & LANTOS M. 2003: Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **133/1**, 69–90.

KORPÁS, L., LANTOS, M. & NAGYMAROSY, A. 1999: Timing and genesis of early marine caymanites in the hydrothermal paleokarst system of Buda Hills, Hungary. – *Sedimentary Geology* **123**, 9–29.

ZORN, I. 1991: A systematic account of Tertiary Pteropoda (Mollusca, Euthecosomata) from Austria. – *Contr. Tert. Quatern. Geol.* **28/4**, 95–139.

ZORN, I. & BOHN-HAVAS, M. 1996: Revision of the Tertiary Hungarian planktonic gastropods stored in the collection of the Hungarian Museum of Natural History in Budapest. – *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research* 83–96.

Kézirat beérkezett: 2003. 04. 07.

Földtani Közlöny 133/3, 437–440 (2003) Budapest

A magyarországi eocén transzgressziók ideje: a nannoplankton biosztratigráfiai és magnetosztratigráfiai eredmények együttes értékelése

Time of the Eocene transgressions in Hungary: evaluation of the nannoplankton biostratigraphy and magnetostratigraphy

BÁLDINÉ BEKE Mária[1]

Tárgyszavak: eocén, nannoplankton biozonáció, magnetosztratigráfia, transzgressziók
Keywords:Eocene, nannoplankton biozonation, magnetostratigraphy, transgressions

Abstract

The sediments of the Hungarian marine Eocene sequences are the results of three successive transgressions flooding the area from SW to NE.

Several publications has come out recently presenting the new magneto- and nannoplankton biostatigraphic results. In the Transdanubian Range five sections were measured for magnetic polarity combined with plankton foraminifers and the nannoplankton studies: Somlóvásárhely Sv–1, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2, Nagyesztergár Ne–58 and Oroszlány O–2370 (KOLLÁNYI et al. 2003, KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002).

The oldest Eocene sediments are present only in the SW Bakony (Darvastó Formation) belonging to the NP 14 nannoplankton zone (BÁLDI-BEKE 1984). The marker species *Nummulites laevigatus* points to a Lower Lutetian age (KECSKEMÉTI & VÖRÖS 1975). Based on the bio- and magneto-stratigraphic correlation of the Sv-1 borehole section (BERNHARDT et al. 1988; KOLLÁNYI et al. 2003) the transgression arrived to this area during the Chron C21r, at about 48.5 Ma.

The next transgression flooded the entire area of the Transdanubian Range depositing its sediments. The basal part is intercalated with coal seams (Dorog Formation), which are paralic in the NE Bakony Mts, but farther to NE the coal seams are thicker and were formed in limnic facies. In the uppermost part of the coal seams throughout the whole area an endemic nannoplankton species (*Reticulofenestra tokodensis* BÁLDI-BEKE) occurrs forming a local marker horizon in the nannoplankton zone NP 16 (BÁLDI-BEKE 1984). Among the magnetostratigraphically calibrated boreholes Reticulofenestra tokodensis occurred above the coal seams during the Chron C19r in the boreholes Cse–72 and Ck–2 In the O–2370 the measurments of magnetic polarity are available only above the level of *Reticulofenestra tokodensis,* but most probably the magnetostratigraphic position of the horizon is the same as in the other boreholes. In the Sv–1 borehole near on the same position of the magnetostratigraphic scale the rare *Reticulofenestra tokodensis* occurrence marks the deepening of the sea (BÁLDI-BEKE 2003) based on palaeontologic evidence (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990, 1991). On the scale of of BERGGREN et al. (1995) the time of the *Reticulofenestra tokodensis* horizon is about 41.5 Ma, and of the transgression is not later than 42.0 Ma (BÁLDI-BEKE 2003).

BERGGREN et al. (1995) defines the Lutetian/Bartonian boundary on the FAD of *Reticulofenestra reticulata* within the NP 16 nannozone, based on studies of AUBRY (1986) in the stratotype area. This event correlates to the short interval of the C19n magnetic chron (BERGGREN et al. 1995). However using the FAD of this species regionally had its limitations (PERCH-NIELSEN 1985), and was found impossible to use in Hungary (BÁLDI-BEKE 1984). Therefore, the Lutetian/Bartonian boundary is defined only by the short Chron C19n (BERGGREN et al. 1995) as a marker. In the studied sections the Chron C19n is above the local *Reticulofenestra tokodensis* horizon, thus the Lutetian/Bartonian boundary in the Transdabubian Eocene can be placed within (or above: KOLLÁNYI et al. 2003) the marine marls of the Csolnok Formation above the coal seams.

[1] Magyar Állami Földtani Intézet H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

The sediments of the Late Eocene transgression occurring mainly Eastward from the earlier ones: in the Buda Hills and farther NE to the Bükk Mts. The sequence begin with shelf limestone (Szépvölgy Formation) without any planktonic remains, but below this limestone locally in deeper parts of the basin marly beds with coal seams were formed (Kosd Formation). In these marls the zone markers of the NP 19 zone were documented (in GIDAI 1978). On the polarity time scale (BERGGREN et al. 1995) the base of the NP 19 zone is in the Chron C16n at 36 Ma in the Early Priabonian. After KORPÁS et al. (1999) the Szépvölgy Limestone formed during the Chrons C15r and C15n between 35.3 to 34.6 Ma. The time of the transgression is 35.3 Ma after the magnetostratigraphic evaluation of KORPÁS et al. (1999) and later than 36.0 Ma after the nannoplankton biostratigraphy correlated with the polarity time-scale.

Az eocén folyamán a Dunántúli-középhegységet délnyugati irányból közelítő transzgressziók több lépcsőben érték el Magyarország mai területét. Ezekkel kapcsolatban az elmúlt években ismereteink jelentősen megnőttek a párhuzamosan végzett bio- és magnetosztratigráfiai vizsgálati eredmények publikálása alapján. Célszerűnek látszik ezeket az új adatokat — melyek különböző publikációkban (KOLLÁNYI et al. 2003; BÁLDI-BEKE 2003; KORPÁS et al. 1999) már ugyan jórészt megjelentek — együttesen összefoglalni.

A Dunántúli-középhegység területén három eocén kori transzgresszió ismerhető fel:

A: a középső-eocén legalján érkezett transzgresszió üledékei a DNy-Bakony területén,

B: a középső-eocén közepén érkezett transzgresszió üledékei a teljes Dunántúli-középhegység területén

C: a felső-eocén transzgresszió üledékei a Budai-hegységben és a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén.

Az elkészült plankton biosztratigráfiai és megnetosztratigráfiai vizsgálatok eredményei alapján ezek az események elhelyezhetők a polaritás-idő skálán (BERGGREN et al. 1995), jó megközelítéssel megadhatjuk a transzgressziók idejét.

A: A DNy-Bakony területén találhatók a legidősebb tercier tengeri üledék: a Darvastói Formáció. Biosztratigráfiai helyzetét már korábban a lutetiai emelet legalján rögzítette KECSKEMÉTI & VÖRÖS (1975) és BÁLDI-BEKE (1984) nagyforaminiferák és nannoplankton alapján. Magneto- és biosztratigráfiai vizsgálat a Somlóvásárhely Sv–1 fúrásból készült csak (BERNHARDT et al. 1988, KOLLÁNYI et al. 2003). Ennek alapján a Darvastói Formáció az NP 14 nannoplankton zónába és a C21r kronba sorolható. BERGGREN et al. (1995) időskálája alapján a transzgresszió idejének közelítően 48,5 Ma adható meg.

B: A következő transzgresszió a Dunántúli-középhegység teljes területén tengerelöntést eredményezett (térkép BERNHARDT B. alapján in BÁLDI-BEKE 1984). Az ÉK-Bakony és az ÉK-Dunántúl területén jelentős volt a kőszénképződés (Dorogi Formáció), melynek egyidejűségét (a két terület eltérő fáciese ellenére) a nannoplankton vizsgálatok igazolták (BÁLDI-BEKE 1984). A *Reticulofenestra tokodensis* előfordulása az NP 16 nannoplankton (és ahol plankton foraminiferák is előfordultak a *Morozovella lehneri*) zónán belül helyezhető el (BÁLDI-BEKE 1984, KOLLÁNYI et al. 2003, KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002, BÁLDI-BEKE 2003). A *Reticulofenestra tokodensis*es szint mindig a kőszénösszlet felső részéhez, illetve a kőszén közvetlen fedőjéhez köthető.

A *Reticulofenestra tokodensis* szórványos előfordulása a DNy-Bakonyban (Somlóvásárhely Sv–1 és Kolontár–21 fúrásokban) módot ad a *Reticulofenestra tokodensis* szintjének kijelölésére a folyamatos üledékképződést képviselő Padragi Márga Formáción belül. Több szelvény paleobatimetriai értékelése alapján (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990, 1991; BÁLDI-BEKE 2003) megállapítható, hogy a *Reticulofenestra tokodensis* megjelenése jelentősebb tengermélyüléssel esik egybe. A magnetosztratigráfiai korrelációban felhasznált fúrások szelvényeiben (KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002, KOLLÁNYI et al. 2003) egy kivétellel megtalálható a *Reticulofenestra tokodensis,* így a Somlóvásárhely Sv–1, Csetény Cs–72, Csatka Ck–2 és Oroszlány O–2370 fúrásokban. Helyzete az egyes szelvényekben a következő: a Ck–2-nél a mágnesesen mért C19r kronba esik, a Cs–72 szelvényben a mérhető szakasszal (C19r) éppen érintkezve annak alatta van, az O–2370 fúrásban a mágneses mérésre alkalmas szelvényrész alatt fordult elő a *Reticulofenestra tokodensis* — de feltételezhetően ugyancsak a C19r szintjének megfelelő helyen. Az Sv–1 szelvényében szintén megtalálható a C19r kronban, de elvétve feljebb is a C19n-ben valamint e felett is kis szakaszon (KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002; KOLLÁNYI et al. 2003; BÁLDI-BEKE 2003).

BERGGREN et al. (1995) polaritás-idő skálán, a *Reticulofenestra tokodensis*es szint legfiatalabb idejének 41,5 Ma valószínűsíthető, míg a transzgresszió idejét 42 Manak adhatjuk meg.

Ezzel közelebb jutottunk a középső-eocén emeletek kérdéséhez is. BERGGREN et al. (1995) a lutetiai/bartoni emelethatárt a *Reticulofenestra reticulata* első előfordulásához köti az NP 16 nannozónán belül (AUBRY 1986 a sztratotípus-területeken végzett vizsgálatai alapján). Ez az esemény (az emelethatár) a polaritás-idő skálában megfelel a C19n igen rövid mágneses kronnak. A faj első megjelenésének távolabbi területekre való kiterjesztése azonban rendkívül bizonytalan, a hazai szelvényekben biztosan nem alkalmazható (PERCH-NIELSEN 1985, BÁLDI-BEKE 1984).

A *Reticulofenestra tokodensis*es szint helyzetét a C19n alatt közvetlenül, a C19r-ben határoztuk meg. Miután a *Reticulofenestra tokodensis* egyidejűen jelenik meg a teljes Dunántúli-középhegység eocén rétegsoraiban, szintjét még a lutetiai emeletben kell megadnunk. A lutetiai/bartoni emelethatár a kőszénösszletek felett kellett, hogy legyen, minden valószínűség szerint még a fedőmárga képződményeken belül (vagy felette: KOLLÁNYI et al. 2003).

C: A késő-eocénben a tenger további területeket öntött el, a transzgresszió üledékei a Budai-hegységtől kezdve ÉK felé haladva találhatók meg a Bükk hegységig. A rétegsor általában a Szépvölgyi Mészkő durva törmelékes kifejlődésével kezdődik, mely képződmény természetesen nem tartalmaz plankton maradványt. Elszigetelten azonban márgás, kőszenes rétegek fordulnak elő a Szépvölgyi Mészkő alatt. Ez a Kosdi Formáció, melyben Kosdon szegényes felső-eocén nannoplanktont találtam. KEREKESNÉ TÜSKE M. (in: GIDAI 1978) a Kosd–20 fúrásból az *Isthmolithus recurvus* NP 19-ben belépő zónajelző fajt mutatta ki. A Szépvölgyi Mészkő lerakódása tehát legkorábban az NP 19 zónában indult meg. Ez a priabonai emelet mélyebb része, de nem a legalja.

Budai-hegységi vizsgálataik alapján KORPÁS et al. (1999) a Szépvölgyi Mészkő lerakódási idejének a C15r és C15n mágneses kront adják meg: 35,3-tól 34,6 Ma-ig BERGGREN et al. (1995) alapján. A Szépvölgyi Mészkő alsó határa tehát KORPÁS

et al. (1999) szerint 35,3 Ma, míg a nannoplankton vizsgálatok az NP 19 zónába teszik. BERGGREN et al. (1995) az NP 19 zóna alsó határát a C16n mágneses kronba helyezi, ideje 36 Ma. A nannoplankton biosztratigráfia alapján kapott időadat tehát összhangban van a KORPÁS et al. (1999) által magnetosztratigráfiai módszerrel kapott eredménnyel

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat a T. 032370 és a T. 042799 számú OTKA témák keretében készült. A kézirat átnézéséért LANTOS Miklósnak és KOLLÁNYI Katalinnak tartozom köszönettel.

Irodalom – References

AUBRY, M.-P. 1986: Paleogene calcareous nannoplankton of Northwestern Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **55/2–4.** 267–334.

BÁLDI-BEKE M. 1984: A dunántúli paleogén kéződmények nannoplanktonja. – *Geol. Hung. ser. Pal.* **43.** 1–307.

BÁLDI-BEKE M. 2003: A dunántúli eocén kőszénösszletek fedőképződményeinek nannoplanktonja (rétegtan és paleoökológia). – *Földt. Közl.* (jelen kötet)

BÁLDI-BEKE & BÁLDI T. 1990: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete. – *Ált. Földt. Szemle* **25.** 83–118.

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene Basin in western Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **88.** 25–52.

BERGGREN, W. A., KENT, D. W., SWISHER III, C. C. & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. – In: Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Corrrelation. *SEPM Spec. Publication* **54.** 129–212.

BERNHARDT B., BÁLDI-BEKE M., LANTOS M., HORVÁTH-KOLLÁNYI K. & MÁRTON P. 1988: Eocene magneto- and biostratigraphy at Somlóvásárhely, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **31/1–2.** 33–52.

GIDAI L. 1978: A Kosdi eocén képződmények rétegtani viszonyai. – *Földt. Közl.* **108/1.** 65–86.

KECSKEMÉTI, T. & VÖRÖS, A. 1975: Biostratigraphische und paleoökologische Untersuchungen einer transgressiven eozaenen Schichtserie (Darvastó, Bakony Gebirge). – *Fragm. Min. et Pal.* **6.** 63–93.

KOLLÁNYI K. & BÁLDI-BEKE M. 2002. Eocén fúrások részletes plankton zonációja, mint az integrált bio- és magnetosztratigráfiai vizsgálatok alapadatai. – *Földt. Közl.* **132/3–4.** 325–355.

KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BÁLDI-BEKE M. & LANTOS M. 2003: A dunántúli eocén képződmények integrált sztratigráfiai vizsgálata. – *Földt. Közl.* **133/1.** 69–90.

KORPÁS, L., LANTOS, M. & NAGYMAROSY, A. 1999: Timing and genesis of early marine caymanites in the hydrothermal palaeokarst system of Buda Hills, Hungary. – *Sedimentary Geology* **123.** 9–29.

PERCH-NIELSEN, K. 1985: Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds): Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 427–554.

Kézirat beérkezett: 2003. 06. 16.

Földtani Közlöny 133/3, 441–444 (2003) Budapest

Hírek, ismertetések

TÁJÉKOZTATÓ

A MFT megválasztott tisztségviselői a 2003–2006. évi ciklusra

Elnökség:
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
Társelnökök: DUDICH Endre
CSÁSZÁR Géza
Főtitkár: SZABÓ Csaba
Titkár: FALUS György

Ellenőrző Bizottság:
Elnök: FÖLDESSY János
Tagok: JÁMBOR Áron
ZELENKA Tibor

Fegyelmi és Etikai Bizottság:
Elnök: KECSKEMÉTI Tibor
Tagok: BÁLDI Tamás
VÖRÖS Attila

Választmány:
Elnök: a Társulat mindenkori elnöke
Tagok: BUDAI Tamás
CSÁSZÁR Géza
DEMÉNY Attila
FÖLDVÁRI Mária
GALÁCZ András
HAAS János
HABLY Lilla
HALMAI János
JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke
KÁZMÉR Miklós
KLEB Béla
KNAUER József
KOVÁCS Sándor
LUKÁCS Andrea
MAGYAR Imre
MINDSZENTY Andrea
NAGYMAROSY András
PAP Sándor
POGÁCSÁS György
SCHAREK Péter
SZAKÁLL Sándor
SZEDERKÉNYI Tibor
SZTANÓ Orsolya
WEISZBURG Tamás
Póttag: SZAKMÁNY György

Megjegyzés: a Közgyűlésen megválasztott 24 tagból, 3 főt később szervezetekben elnöknek választottak ezért a négy póttagból, a legtöbbet kapott első három bekerült a Választmányba, az e szerint érvényes listát tettük közzé. Továbbá tagjai a Választmánynak a Társulat jelenlegi tiszteleti tagjai, kivéve JÁMBOR Áron és ZELENKA Tibor tiszteleti tagok, akik az Ellenőrző Bizottságban betöltött funkciójuk miatt nem lehetnek a Választmány tagjai.

Tiszteleti tagok:
ALFÖLDI László
ÁRKAI Péter
BÁLDI Tamás
BÁRDOSSY György
BÉRCZI István
DANK Viktor
DOBOS Irma
DUDICH Endre
GÉCZY Barnabás
HÁMOR Géza
JÁMBOR Áron
JUHÁSZ András
JUHÁSZ Árpád
KECSKEMÉTI Tibor
KERTÉSZ Pál
KISS János
KOVÁCS Endre
NEMECZ Ernő
NÉMEDI VARGA Zoltán
SOMFAI Attila
SZÉKYNÉ FUX Vilma
TARDY János
VÉGH Sándorné
VITÁLIS György
VÖRÖS Attila
ZELENKA Tibor

Hivatalból tagjai még a választmánynak, a területi szervezetek és szakosztályok elnökei.

Tisztújítás a területi szervezeteknél és szakosztályoknál

1. *Alföldi Területi Szervezet:*
Elnök: TATÁR Andrásné
Titkár: SZANYI János
Vezetőség: IVÁNYOSI SZABÓ András

2. *Budapesti Területi Szervezet:*
Még nem választott.
3. *Dél-Dunántúli Területi Szervezet:*
Még nem választott.

4. *Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet:*
Elnök: KNEIFEL Ferenc
Titkár: OLÁH Ibolya
Vezetőségi tagok:
BAROSS Gábor
ERDÉLYI Tibor
FARKAS Sándorné
FUTÓ János
Ivancsics Jenő
Knauer József
Kozma Károly
Makrai László
Pataki Attila
R. Szabó István
Szilágyi Tibor
Tóth Kálmán

5. *Észak-Magyarországi Területi Szervezet:*
Tiszteleti elnök: JUHÁSZ András
Tiszteleti tagok:
NÉMEDI VARGA Zoltán
SOMFAI Attila
Elnök: FÖLDESSY János
Titkár: KISS Péter
Vezetőségi tagok:
DEÁK János
FEDOR Ferenc
JÓZSA Gábor
KISSNÉ MEZEI Ágnes
MÁDAI Ferenc
SZEPESSY András
A vezetőség munkájában részt vesz még NÉMEDI-VARGA Zoltán tiszteleti vez. tag és SOMFAI Attila tiszteleti vez. tag

6. *Agyagásványtani Szakosztály:*
Elnök: VICZIÁN István
Titkár: NÉMETH Tibor
Vezetőségi tagok:
FÖLDVÁRI Mária
RAUCSIK Béla
SZENDREI Géza

7. *Általános Földtani Szakosztály:*
Elnök: CSONTOS László
Titkár: FOGARASI Attila
Vezetőségi tagok:
HAAS János
LUKÁCS Andrea
KOVÁCS Sándor
PELIKÁN Pál
SZTANÓ Orsolya

8. *Ásványtan-Geokémiai Szakosztály*
Elnök: PAPP Gábor
Titkár: TÓTH Erzsébet
Vezetőségi tagok:
MOLNÁR Ferenc
PÓSFAI Mihály
TÖRÖK Kálmán
VICZIÁN István
WEISZBURG Tamás
Póttag: POLGÁRI Márta

9. *Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály:*
Elnök: GEIGER János
Titkár: UNGER Zoltán
Vezetőségi tagok:
KOVÁCS József
SZANYI János
LUKÁCS Andrea
FOLDES Tamás
FÜST Antal
Póttagok:
KOROKNAINÉ RADOSZA Zsuzsa
KURGYIS Péter
VISZKOK János

10. *Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály:*
Tiszteleti elnök: KERTÉSZ Pál
Elnök: GÁLOS Miklós
Titkár: PUZDER Tamás
Vezetőségi tagok:
KLEB Béla
PAÁL Tamás
SCHAREK Péter
GRESCHIK Gyula
KÜRTI István
TÖRÖK Ákos
KŐVÁRINÉ GULYÁS Erzsébet
EGERER Frigyes
JÓZSA Gábor
KUTI László
CSERNY Tibor
Póttagok:
HORVÁTH Zsolt
SIPOSS Zoltán.

11. *Oktatási és Közművelődési Szakosztály:*
Elnök: KONRÁD Gyula
Titkár: KERTÉSZ Kornélia
Felsőoktatási csoportvezető: GULYÁS Sándor
Közoktatási csoportvezető: EGERESI Julianna
Oktatási csoportok:
Budapesti:
Felsőoktatás: KÁZMÉR Miklós
Közoktatás: HAVASSY András
Észak-dunántúli.
Felsőoktatás: Raucsik Béla
Dél-dunántúli:
Felsőoktatás: POZSÁR Vilmos
Közoktatás: PIROS Hajnalka

Alföldi:
Felsőoktatás: PÜSPÖKI Zoltán
Közoktatás: DOBOS Károly
Észak-magyarországi:
Felsőoktatás: DÁVID Árpád
Közoktatás: FARKAS István
Koordinátorok:
BODNÁR Erika
Viczián István
Reklám és médiafelelősök:
KOZÁK Miklós
CSERPÁK Gyula
Oktatáspolitikai szakértők:
FILEP Miklós
KASZAP András

12. *Őslénytani–Rétegtani Szakosztály:*
Elnök: PÁLFFY József
Titkár: MAGYAR Imre
Vezetőségi tagok:
GALÁCZ András
HABLY Lilla
DULAI Alfréd
GÖRÖG Ágnes
Póttag: FŐZY István

13. *Tudománytörténeti Szakosztály:*
Tiszteleti elnök: SZÉKYNÉ FUX Vilma
Elnök: PÓKA Teréz
Titkár: PAPP Péter
Vezetőségi tagok:
DOBOS Irma
DUDICH Endre
HÁLA József
KECSKEMÉTI Tibor
SIPOSS Zoltán
TÓTH Álmos
VITÁLIS György

Elnökségi állandó bizottságok:

A Földtani Közlöny Szerkesztő Bizottsága:
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
Főszerkesztő: CSÁSZÁR Géza
Tagok: BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizella
FODOR László
GRESCHIK Gyula
MINDSZENTY Andrea
VICZIÁN István
VÖRÖS Attila
Hírszerkesztő: KÁZMÉR Miklós

Alapszabály és Ügyrendi Bizottság:
Elnök: KNAUER József
Tagok: CSICSELY György
JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke
MÁDAI Ferenc
SZŐTS András
SZILÁGYI Tibor
VÁGÓ Zoltán
WEISZBURG Tamás

Gazdasági Bizottság:
Elnök: BAKSA Csaba
Tagok: BALÁZS Endre
ZIMMERMANN Katalin

Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága:
Elnök: DUDICH Endre
Tagok: UNGER Zoltán (EMT)
KORPÁS László (HUNGEO)
BUDA György (KBGA)
HALMAI János (AEGS)
SCHAREK Péter (EFG)
JUHÁSZ Györgyi (IGCP)
POGÁCSÁS György (AAPG)
WEISZBURG Tamás (IUGS)

Eurogeológusi cím Nemzeti Ajánló Bizottsága:
Elnök: SZABÓ Csaba
Titkár: SCHAREK Péter
CSERNYUSI Gábor
GRESCHIK Gyula
SZALÓKI István

SZEMÉLYI HÍREK

Az 1841-ben alapított Magyar Természettudományi Társulat Elnöksége dr. KECSKEMÉTI Tibornak, a Magyar Természettudományi Múzeum c. főigazgató-helyettesének, Társulatunk tiszteleti tagjának kiemelkedő és eredményes földtani ismeretterjesztő tevékenységéért a Bugát Pál – Szentágothay János-emlékérmet adományozta.

***

2003. április 4-én 93 éves korában elhunyt id. dr. VICZIÁN István jogász és fordító. Szakmánk fejlődését azzal segítette elő, hogy ő volt az 50-es években az első szovjet kőolajkutatási szakkönyvek magyarra fordítója. A könyvek – amelyek különben első fordításai voltak, miután megtanult oroszul – a következők:

MURAVJEV, I. M. & KRILOV, A. P. 1950: Kőolajtermelés. – Nehézipari Kiadó, Budapest, 699 p.

KRILOV, A. P., GLOGOVSZKIJ, M. M., MIRCSINK, M. F., NYIKOLAJEVSZKIJ, N. M. & CSARNIJ, I. A. 1952: Kőolajtelepek leművelésének tudományos alapjai. – Nehézipari Kiadó, Budapest, 431 p.

SCSELKACSEV, V. N. & LAPUK, B. B. 1952: Földalatti hidraulika. – Nehézipari Kiadó, Budapest, 507 p.

KLIMENTOV, P. P. 1953: Feladatgyűjtemény a földalatti vizek dinamikája köréből. – Nehézipari Kiadó, Budapest, 148 p.
SZOROKIN, L. V., URISZON, V. O., RJABINKIN, L. A. & DOLICKIJ, V. A. 1953: A kőolajkutatás geofizikai módszerei. – Nehézipari Kiadó, Budapest, 499 p.

Tisztelettel emlékezünk rá:

VICZIÁN István

Elhunyt tagtársunk

HETÉNYI Rudolf
Emlékünkben és munkáiban tovább él.

RENDEZVÉNY

BORN Ignác és PAPP Simon emléktábla leleplezés Kapnikbánya (Cavnic) – 2003. augusztus 16.

A Magyar Olajipari Múzeum, Kapnikbánya Önkormányzata és Polgármesteri Hivatala, a nagybányai Teleki Magyar Ház, az Ásványtani Múzeum, valamint a Máramaros Megyei Múzeum szervezésében BORN Ignácnak és PAPP Simonnak, a nemzetközileg elismert két szaktekintélynek, szülőhelyén közös emléktábla került leleplezésre, valamint munkásságukat bemutató kiállítás nyílt Kapnikbányán a felső-handali Caritas épületében.

A leleplezési ceremónián BINDIU, Nicolae, Kapnikbánya polgármestere, TÓTH János a zalaegerszegi Magyar Olajipari Múzeum igazgatója, GAGYI PÁLFFY András a Magyar Bányászati és Kohászati egyesület, WANEK Ferenc az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság és GÖTZ Endre a Román Geológiai Társaság nagybányai fiókja részéről, valamint Dávid Lajos a nagybányai Teleki Magyar Ház vezetője mondott méltató beszédet.

A TÓTH János által megnyitott emlékkiállítás utáni állófogadáson, DÁVID Lajos a nagybányai Teleki Magyar Ház vezetője, a helyi magyar újság, az Új Szó szerkesztője, mondott pohárköszöntőt.

Talán sokan meglepődnek azon, hogy BORN Ignác lovag, szabadkőműves, híres mineralógus és geológus szülőhelye nem Gyulafehérvár, hanem Kapnikbánya. De BORN a svéd származású barátjának Johann Jacob FERBERNEK 1774-ben írt 17. német nyelvű levelében, amely angol (1777), olasz (1778), valamint francia (1780) fordítások révén Európa-szerte ismertté vált, azt írta: „A választásnál, először meglátogatni egyik vagy másik a nagybányai felügyelőséghez tartozó helyiséget, meghatározó volt a minden emberben rejlő vágy, a szülőföldjét (natale Solum) mindenek elé helyezni. Ezért mentem először Kapnikra, egy vad vidéken, a hegyek közt elhelyezkedő királyi bányász településre, Szatmár, Máramaros főispánság határán, amely még az Erdélyi fejedelemséghez tartozik. Kelt Nagy-Bánya, augusztus 6 1770."

A Kapnikbányán bemutatott kiállítási anyagot augusztus 20-tól a nagybányai lakosság is megtekintheti.

RÉTHY Károly

KÖNYVISMERTETÉS

Balogh Ernő: Régi erdélyi fotográfiák

Művelődés, Kolozsvár, 2002., pp. 48, Bevezetővel ellátta: MAGYARI Gábor

Háromtucatnyi egészoldalas csudálatos fénykép fért abba a könyvecskébe, mely a Székelykeresztúron lévő Microprint nyomdában készült el, a híres Művelődésnek szerkesztői munkálatai után, afféle kedvcsináló katalógusként.

Kedvcsináló, mert a szándékolt nagy gyűjteményes fotó-kötet kiadása egyelőre várat magára.

Katalógus, mert a budapesti Néprajzi Múzeumban 2002 januárjában bemutatott, majd tavasszal a MÁFI Dísztermében másképpen válogatott kiállításokon már látott képek köszönnek vissza e lapokról. És katalógus annál is inkább, mert ezeknek a képeknek akár a két-háromszorosát hozhatná közel a mai közönséghez – egy alkalmasan megszervezett vándorkiállítás különböző helyszínein – elsősorban szűkebb szülőföldje városaiban.

A három oldalnyi *Bevezető*, majd a kötetke végén *A kiadásról* cím alatt olvasható négy bekezdés a legszükségesebb tájékoztatást illendően megadja a tudósról és pedagógusról, a terepi vagy épp városi-falusi képek alkotójáról, akinek példáján, akinek tanári hívó szavára fiatalok nemzedékei indultak el megismerni (a 20. század első felében) hazájuknak, a Romániához akkoriban került országrésznek természeti kincseit is. Fiatal szakemberként évtizedekre egyházi középfokú tanintézetekben tanított – és az Erdélyi Múzeum Egyesület természettudományi szakosztályának, valamint magának a Kárpátegyesületnek (választott vezetőjeként) szinte motorja, lelke volt.

Közlönyünk olvasói a 2002. évi 133/1. füzetben találhatnak Róla részletesebb, évfordulós emlékezést-értékelést.

PAPP Péter

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 133/3, 2003

Tartalom — Contents